

БЕЛОРУССКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Д. М. Курлович

**ПРОСТРАНСТВЕННАЯ
ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ
И ДИНАМИКА МОРФОСТРУКТУР
БЕЛОРУССКОГО ПООЗЕРЬЯ**

Минск
БГУ
2014

УДК 551.43(476)

*Печатает по решению
Редакционно-издательского совета
Белорусского государственного университета*

Р е ц е н з е н т ы:
доктор географических наук *Г. И. Марцинкевич*;
доктор географических наук *Ю. М. Обуховский*

Курлович, Д. М.

Пространственная дифференциация и динамика морфоструктур Белорусского Поозерья [Электронный ресурс] / Д. М. Курлович. – Минск : БГУ, 2014.

ISBN 978-985-566-110-9.

Представлены результаты научных исследований, выполненных по одному из ключевых элементов ландшафта Белорусского Поозерья – рельефу земной поверхности как важнейшему индикатору морфоструктур. Описана методика структурно-геоморфологического анализа в среде геоинформационных систем, предложено морфоструктурное районирование территории Белорусского Поозерья, определены основные формы проявления в макро-, мезо- и микрорельефе площадных и линейных эндо-экзогенных морфоскульптур, влияющих на развитие природных комплексов. Выполнена оценка геоморфологического риска.

УДК 551.43(476)

ISBN 978-985-566-110-9

© Курлович Д. М., 2014
© БГУ, 2014

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ	7
1.1. Методика структурно-геоморфологического ГИС-анализа Белорусского Поозерья	7
1.2. Методика визуализации, анализа и моделирования структурно-геологических, литологических и геоморфологических данных с использованием ГИС	36
2. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РЕЛЬЕФА БЕЛОРУССКОГО ПООЗЕРЬЯ. МОРФО-СТРУКТУРЫ	44
2.1. Особенности геологического строения территории	44
2.2. Рельеф и морфоструктуры	66
2.2.1. Гипсометрия и морфометрия	66
2.2.2. Геоморфологическое районирование	78
2.2.3. Морфоструктуры и морфоскульптуры	78
2.2.4. Основные черты рельефа.....	82
3. МОРФОСКУЛЬПТУРЫ БЕЛОРУССКОГО ПООЗЕРЬЯ	89
3.1. Эндо-экзогенные и экзогенные морфоскульптуры	89
3.2. Площадные эндо-экзогенные морфоскульптуры	90
3.3. Линейные эндо-экзогенные морфоскульптуры	97
3.3.1. Полоцкая линейная эндо-экзогенные морфоскульптура.....	105
4. ОЦЕНКА ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО РИСКА НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛОРУССКОГО ПООЗЕРЬЯ	129
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	142
БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК	144

ВВЕДЕНИЕ

Рельеф – один из важнейших компонентов в системе «природа – хозяйство – население». В природно-территориальных комплексах рельеф предопределяет развитие процессов горизонтального перемещения вещества и энергии; влияет на перераспределение тепла и влаги, создает систему стока поверхностных и подземных вод. В хозяйственных системах рельеф является базисом территориально-производственных комплексов. Он способствует или осложняет, а иногда и препятствует реализации проектов природопользования. В этносоциальных системах рельеф прямо или косвенно определяет условия проживания человека.

Широкий круг задач, направленный на установление взаимосвязей в системе «природа – хозяйство – население», требует применения новейших методов исследований и новых технологий. На современном этапе развития географической науки все большее значение приобретают географические информационные системы (ГИС). ГИС-технологии проникают во многие отрасли науки и практики, зачастую выходя за рамки географии. Они используются в тех областях, где нужна пространственная информация. Но все же основной областью их применения остается географическая наука. Не стала исключением и геоморфология – отраслевая физико-географическая наука, изучающая неровности земной поверхности. Применение ГИС в этой области позволяет по-новому подойти к изучению рельефа, использовать ГИС-инструментарий при анализе, моделировании и прогнозировании геоморфологических объектов, явлений и процессов.

Рельеф формируется как результат взаимодействия разнонаправленных тенденций. Эндогенные процессы создают первичную гипсометрическую неоднородность земной коры, ее макроформы, а экзогенные процессы стремятся эту неоднородность сnivelировать, но при этом происходит расчленение макроформ на мезо- и микроформы. Таким образом, рельеф представляет собой самую верхнюю (молодую) структурную поверхность, созданную совокупной деятельностью экзогенных и эндогенных факторов с преобладанием последних, которые образуют «первичные» формы рельефа (морфоструктура), осложненные различными денудационными и аккумулятивными формами (морфоскульптура).

Структурно-геоморфологический анализ территории позволяет установить связи между геодинамическими процессами, погребенным и современным рельефом и использовать их для выявления пространственной дифференциации и динамики морфоструктур. Актуальность выпол-

нения подобных исследований обусловлена необходимостью учета их результатов как одного из критериев поиска полезных ископаемых при проведении геолого-поисковых, геолого-съёмочных и геологоразведочных работ, выборе оптимальных по инженерно-геоморфологическим характеристикам площадок для проектирования и строительства особо важных инженерных сооружений, оценке влияния геодинамических процессов на состояние окружающей среды, составлении комплексных территориальных схем рационального природопользования.

В Республике Беларусь исследования пространственной дифференциации и динамики морфоструктур ранее были сосредоточены в основном в Белорусском Полесье, Белорусское Поозерье оставалось слабо изученным. Несмотря на значительный объем информации по особенностям строения и состава кристаллического фундамента и платформенного чехла, новейшим движениям земной коры и современному рельефу, до сих пор не сделано обобщения всех накопленных данных с использованием современных географических информационных систем (ГИС) по структурно-геоморфологическим особенностям данного региона.

Объектом исследования является рельеф Белорусского Поозерья. *Предметом* исследования выступает индикаторная роль рельефа как показателя геологического строения территории и особенностей проявления геодинамических процессов в пределах Белорусского Поозерья.

Цель работы – выявление особенностей пространственной дифференциации и динамики морфоструктур в пределах физико-географической провинции «Белорусское Поозерье» с применением ГИС-технологий.

Поставленная цель обусловила решение следующих *задач*:

- разработать методику и критерии структурно-геоморфологического анализа для Белорусского Поозерья в среде ГИС;
- определить структурно-тектоническую информативность рельефа и реконструировать историю развития природной среды Белорусского Поозерья в плейстоцене и голоцене в формате структурных гряд-поверхностей;
- выявить особенности пространственной дифференциации и динамики морфоструктур и эндо-экзогенных морфоскульптур и разработать рекомендации по их учету при оптимизации основных направлений природопользования;
- создать базу геоданных «Структурно-геоморфологические параметры Белорусского Поозерья» для анализа динамики природных условий провинции;

– по данным структурно-геоморфологического ГИС-анализа выполнить оценку геоморфологического риска Белорусского Поозерья для определения основных направлений рационального природопользования.

Исследование базируется на исследованиях автора, на анализе литературных и фондовых материалов, собранных во время обучения в магистратуре Лундского университета (Швеция), аспирантуре Белорусского государственного университета и в период работы на кафедре почвоведения и земельных информационных систем Белорусского государственного университета.

Научная значимость исследования состоит в том, что получены новые результаты (новые знания) о пространственной дифференциации и динамике морфоструктур и о влиянии геодинамических процессов на геологическое строение и формирование рельефа Белорусского Поозерья.

Практическая значимость заключается в использовании результатов работы для повышения эффективности и удешевления геологоразведочных работ при поиске полезных ископаемых, при обосновании выбора мест для строительства ответственных народнохозяйственных объектов, для достижения рационального природопользования.

Автор выражает глубокую благодарность член-корреспонденту НАН Беларуси А. К. Карабанову, профессорам и преподавателям географического факультета Белорусского государственного университета и отделения геологии Лундского университета (Швеция), а также рецензентам – доктору географических наук, профессору кафедры географической экологии географического факультета БГУ Марцинкевич Г. И. и доктору географических наук, профессору кафедры геодезии и картографии географического факультета БГУ Обуховскому Ю.М. за ценные рекомендации по улучшению содержания издания.

1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

1.1. Методика структурно-геоморфологического ГИС-анализа Белорусского Поозерья

В настоящее время во всем мире интенсивно развиваются исследования в области структурной геоморфологии. Возникновение и упрочение идеи о влиянии глубинных процессов на рельеф и континентальные отложения в Восточной Европе связаны с работами А. П. Карпинского, А. П. Павлова, Д. Н. Анучина, Д. Н. Соболева и др. Данными исследователями была отмечена тектоническая предопределенность крупных форм рельефа и влияние тектонических движений на формирование гидрографической сети Восточно-Европейской платформы [1, 2, 3]. Но несмотря на это, знания о роли тектонических процессов в формировании верхних слоев земной коры и условий их залегания были фрагментарными, широкое распространение имели воззрения о ведущей роли в моделировании дневной поверхности экзогенных процессов, прежде всего эрозии и аккумуляции.

Положение стало меняться только в XX в., когда накопление фактического материала привело к оформлению в 30–40-х гг. новых научных дисциплин – неотектоники и структурной геоморфологии. Важную роль в этом сыграли работы по морфологическому анализу В. Пенка [4], которые были логическим продолжением разработок З. Зюсса, А. Пенка, В. М. Дэвиса и др. В довоенное время были получены новые доказательства связи морфологии речных долин, распространения генетических типов континентальных отложений и форм рельефа с эпейрогеническими движениями. Высказывалась также идея о существенном влиянии на рельеф зонально проявлявшихся гляциоизостатических колебаний. Так, материалы по молодым эпейрогеническим движениям на территории европейской части СССР были обобщены Г. Ф. Мирчинком [5, 6], сделавшим заключение о том, что крупные положительные формы рельефа отвечают современным поднятиям, а отрицательные – опусканиям. Появились новые данные о связи особенностей строения и развития некоторых речных долин на территории Беларуси с молодыми тектоническими движениями, которые Б. Л. Личков считал преимущественно гляциоизостатическими [7]. Однако, несмотря на несомненные успехи в довоенный период, общий уровень знаний о структурно-тектонической предопределенности покровных образований и современного рельефа был ограничен, так как соответствующие разработки, как правило, выполнялись попутно с другими геологическими и геоморфологическими

исследованиями. Для решения сложных вопросов о связи строения дневной поверхности и недр не привлекались специальные методы, так же как и не строились соответствующие карты.

В послевоенный период характер исследований существенно изменился. Стали широко использоваться литологические, морфометрические, аэровизуальные методы, дистанционные материалы, инструментальные измерения и т. п. Ценные теоретические обобщения выполнены И. П. Герасимовым, К. И. Геренчуком, Я. Д. Зеккелем, К. К. Марковым, Ю. А. Мещеряковым, Н. И. Николаевым, В. А. Обручевым, С. С. Шульцем и др. Особого внимания заслуживают работы И. П. Герасимова [8, 9]. Его предложение ввести понятия о морфоструктуре и морфоскульптуре способствовало возникновению нового подхода к исследованию взаимосвязи дневной поверхности и глубинных структур, так как морфоструктуры, по мнению ученого, обязаны своим происхождением главным образом геологическим факторам (эндогенным процессам), а морфоскульптуры усложняют рельеф морфоструктур и возникают под влиянием в основном географических факторов (экзогенных процессов). Ю. А. Мещеряков [10, 11] развивает учение И. П. Герасимова, уделяя основное внимание структурно-геоморфологическому анализу равнинных территорий. Важную роль в развитии исследований способов отражения в дневной поверхности глубинных структур сыграли труды по методам морфометрического анализа В. П. Философова [12, 13].

Региональные особенности проявления глубинных структур в строении антропогенных отложений и современного рельефа различных районов европейской части СССР исследованы в работах А. А. Асеева, А. Б. Басаликаса, Г. С. Бискэ, В. Г. Бондарчука, В. П. Вонсавичюса, Н. Г. Волкова, В. К. Гуделиса, И. Я. Даниланса, Л. М. Дицевичене, В. А. Исаченкова, Ю. А. Кошика, Ч. П. Кудабы, В. К. Лесненко, А. Д. Лукашова, Ю. А. Мещерякова, А. П. Микалаускаса, Б. Н. Можаяева, Н. И. Николаева, А. В. Раукаса, Э. Х. Таваст, В. А. Чепулите, А. И. Шляупы и др., в которых доказывается обусловленность рельефа (включая ледниковый) тектоническими структурами, поверхностью коренных пород [13–22].

Серия аналогичных исследований проведена и по территории Беларуси. Еще в 1946 г. Г. В. Богомоллов охарактеризовал дочетвертичный и современный рельеф республики, указав на их взаимосвязь [23]. М. М. Цапенко применительно к рельефу Беларуси выделила структурные и скульптурные формы, понимая под структурными формами элементы рельефа преимущественно тектонического происхождения [24–26]. Работами З. А. Горелика, В. А. Дементьева, С. С. Коржуева, Э. А. Левкова и др. на территории Беларуси была показана прямая связь отдельных форм релье-

ефа и рисунка гидросети со структурой поверхности фундамента и особенностями неотектонических движений, описаны признаки возможных смещений по разломам в толще четвертичных отложений [16, 27, 28].

В последующие годы сведения о геоморфологии, структуре платформенного чехла и глубинном строении территории Беларуси были значительно углублены и детализированы. Проблемы тектоники, тектонического районирования, типизации и классификации структур платформенного чехла, структурно-формационного анализа, истории геологического развития отдельных крупных тектонических элементов, современном рельефе и его происхождении отражены в публикациях Л. Ф. Ажгиревич, Р. Е. Айзберга, Л. Н. Вознячука, Г. И. Гарецкого, Р. Г. Гарецкого, З. А. Горелика, В. Н. Губина, Б. Н. Гурского, Г. В. Зиновенко, А. К. Карабанова, Г. И. Каратаева, М. Е. Комаровского, В. С. Конищева, А. А. Костко, Э. А. Левкова, К. И. Лукашева, Г. И. Марцинкевич, А. В. Матвеева, А. С. Махнач, Л. А. Нечипоренко, Ю. М. Обуховского, О. Ф. Якушко и др. [29–57].

На основе нового фактического материала выполнен ряд работ по выяснению характера взаимосвязи коренного рельефа с дневным по отдельным возвышенностям республики, в частности Загородью, Новогрудской (М. Е. Зусь), Гродненской (А. К. Карабанов), Минской и Ошмянской (М. Е. Комаровский), а также в целом по территории Понеманья (Г. И. Горецкий), Полоцкой низине (И. Э. Павловская) и северо-востоку Беларуси (А. Ф. Санько) и др. [58, 59]. Определены условия залегания и тектоническая предопределенность антропогенного покрова Беларуси (Л. А. Нечипоренко) [53]. Н. Н. Абраменко, Л. Ф. Ажгиревич, Л. В. Бурцев, Л. С. Гририлович, В. И. Гридин, Г. В. Деруго, Н. А. Капельщиков, О. И. Карасев, Э. А. Левков, С. С. Маныкин, В. Ф. Моисеенко, А. А. Святогоров, И. А. Тяшкевич, И. А. Яременко и др. выполнили значительный объем структурно-геоморфологических и неотектонических исследований в связи с поисками месторождений нефти и газа, углей, строительных материалов и других полезных ископаемых [60–63]. А. В. Матвеевым, Э. А. Левковым, Л. Ф. Ажгиревич, Л. С. Вольской, О. И. Карасевым, И. А. Тяшкевичем, А. В. Шевченко проанализировано соотношение тектонических движений и полезных ископаемых на территории Белорусского Полесья [64]. А. В. Матвеев, Л. Ф. Ажгиревич, Л. С. Вольская, Д. А. Доминиковская, Л. А. Нечипоренко, В. П. Корзун, В. Н. Губин, А. А. Ковалев составили карты кольцевых структур и линеаментов территории Беларуси по данным космической съемки и проанализировали их генезис [35, 48, 50, 65–69]. Э. А. Левковым и А. К. Карабановым выполнено неотектоническое районирование территории Беларуси и определена связь современного рельефа

и неотектонических движений с глубинными структурами [36–39, 70, 72–74]. Связь ледниковых ложбин с особенностями строения кристаллического фундамента и осадочного чехла на территории Белорусского Поозерья проанализирована М. Е. Комаровским [40–43].

Однако, несмотря на значительный объем информации по истории развития тектонических структур, особенностям строения, состава и структурно-формационному расчленению отложений платформенного чехла, новейшим движениям земной коры и геоморфологии, в Республике Беларусь до сих пор не было сделано обобщения всех накопленных данных с использованием современных географических информационных систем (ГИС) по структурно-геоморфологическим особенностям физико-географической провинции Белорусское Поозерье.

Исследованием рельефа Белорусского Поозерья занимались несколько поколений белорусских геологов и геоморфологов. Особенно значительный вклад в изучение данной провинции внесли М. А. Антонович, Я. Н. Афанасьев, Л. Н. Вознячук, А. Е. Гедройц, Г. П. Гельмерсен, В. Н. Губин, Б. Н. Гурский, В. А. Дементьев, А. М. Жирмунский, Е. А. Ильин, А. К. Карабанов, Н. Е. Ковалев, М. Е. Комаровский, Е. Кондрацкий, Р. И. Левицкая, Э. А. Левков, Б. Л. Личков, Г. И. Марцинкевич, А. В. Матвеев, Г. Ф. Мирчинк, А. Б. Миссуна, Л. А. Нечипоренко, А. А. Новик, И. Э. Павловская, А. Ф. Санько, А. Д. Семенюк, Д. и Н. Соболевы, М. М. Цапенко, О. Ф. Якушко и др. [1–3, 5, 6, 23–26, 28, 36–43, 44–46, 51, 58–60, 67–68, 70, 71, 73–91].

Особенности формирования и развития рельефа северо-западной части Восточно-Европейской равнины в основном связаны с деятельностью покровных ледников. Кроме того, на формирование рельефа оказали влияние тектонические структуры, гляциотектоника, а также лимногляциальные, аллювиальные, эоловые и другие процессы рельефообразования. Для данной территории имеется опыт применения структурно-геоморфологических приемов для целей выявления новейших тектонических движений [8–11, 19, 28, 36, 37–39, 44–46, 62, 70, 72], поиска локальных структур [17, 25, 60, 63, 92–94], тектонической предопределенности четвертичного покрова и геоморфологической выраженности пликативных и дизъюнктивных тектонических структур [48, 50, 53, 64, 66, 67, 69].

Нами разработана оригинальная методика, включающая комплекс методических приемов проведения структурно-геоморфологического анализа рельефа в среде ГИС и интерпретации его результатов (рис. 1.1).

ГИС-анализ проводился по морфометрическому методу поисков тектонических структур В. П. Философова и методу построения морфоизогипс Л. Б. Аристарховой в ГИС ArcGIS.

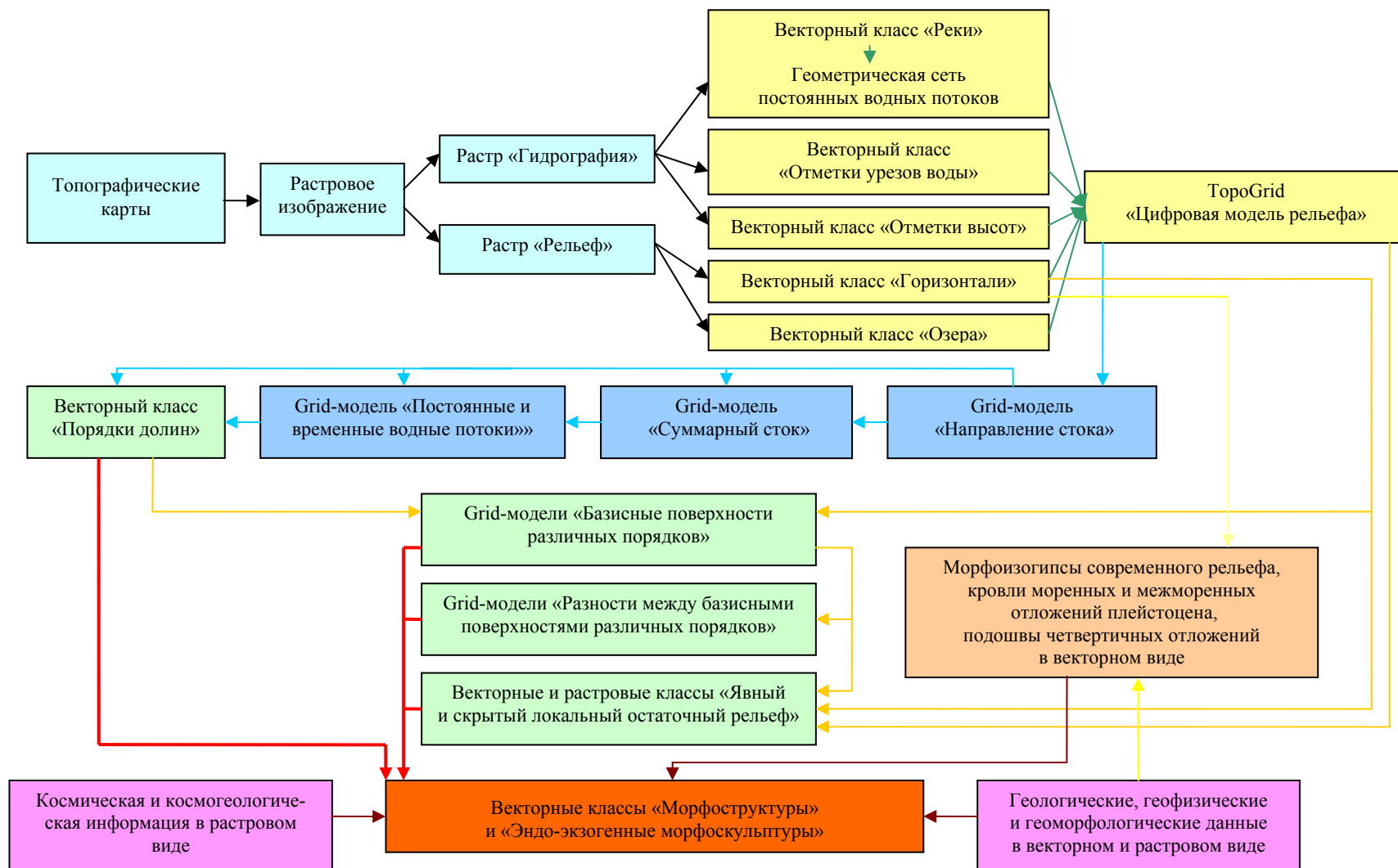


Рис. 1.1. Модель проведения структурно-геоморфологического ГИС-анализа Белорусского Поозерья

Морфометрический метод поисков тектонических структур, разработанный профессором Саратовского университета В. П. Философовым [12, 13], является одним из структурно-геоморфологических методов. Данный метод позволяет на основе изучения по топографическим картам рисунка долинной сети, асимметрии долин, водоразделов, бассейнов и анализе специально составляемых карт (карты базисных поверхностей, остаточных высот, вершинных поверхностей и эрозионного размыва или сноса) выявлять особенности тектонического строения территории и определять площади с локальными и региональными тектоническими структурами. Первоначально морфометрический метод применялся при проведении нефтепоисковых работ, а впоследствии стал составной частью геологосъемочных работ, проводившихся при исследовании неотектонической структуры территорий. Ряд научных исследований с использованием морфометрического метода поисков тектонических структур был осуществлен для многих районов бывшего Советского Союза [14, 15, 21, 61, 95–100].

Долгое время считалось, что рельеф и гидрография территорий, подвергшихся континентальному оледенению и являющихся итогом сложных ледниково-эрозионных и ледниково-аккумулятивных процессов, не могут отражать тектонические структуры.

Ряд исследований был проведен в областях ледниково-аккумулятивного рельефа (Западная Литва, Беларусь) во второй половине XX в. Морфометрические карты по методу В. П. Философова строились на территории Беларуси, где были получены положительные результаты [60, 64, 93, 94]. И. А. Медушевская провела опытно-методические исследования для территории Беларуси. В результате интерпретации комплекса морфометрических карт были выделены зоны относительных поднятий и опусканий, локальные положительные структуры и зоны тектонических нарушений, согласующиеся с глубинной тектонической структурой. В результате комплексного использования морфометрического и аэрогеологического методов В. И. Гридиным была создана схема тектонического строения восточной части Припятского прогиба, в которой нашли свое отражение зоны локальных положительных тектонических структур. Л. С. Гирилович (в последующем Вольской) с помощью морфометрического метода поисков тектонических структур выделила локальные положительные структуры в пределах Туровской центриклинали Микашевичско-Житковичского выступа.

На западе Литвы были проведены два независимых морфометрических исследования с применением различных методологических подходов. Л. Н. Дицевичене [17] строила морфометрические карты с учетом поправок А. Н. Ласточкина [99, 101] и пришла к выводу о неэффективности метода В. П. Философова в условиях молодого ледниково-аккумулятивного рельефа. А. Шляупа [22], применив первоначальную методику В. П. Фил-

ософова, получил положительные результаты. Для территории Западной Литвы им был построен целый ряд морфометрических карт, в результате интерпретации которых автором были выделены локальные положительные неотектонические структуры и неотектонически активные линейные зоны.

При высокой эффективности, сравнительной простоте в использовании и невысоких затратах средств морфометрический метод поисков тектонических структур является довольно трудоемким. Причиной этому служит анализ большого количества топографических карт и расчет широкого ряда морфометрических показателей. Эффективным способом преодоления этой проблемы нам видится привлечение в исследование современных географических информационных систем, которые отличаются оперативностью, возможностью работы с большими объемами пространственной информации, гибкостью интерфейса, применением анализа и моделирования [102, 103]. Ряд морфометрических работ по методике В. П. Философова с применением ГИС [95, 96, 104-115] показали высокую результативность ГИС при выполнении подобного рода исследований.

Ф. П. Философов [12, 13] предлагал строить большое количество различных карт: карты порядков долин и водораздельных линий, базисных поверхностей, остаточного рельефа, вершинных поверхностей, локального размыва, разностных поверхностей, монобазисных и моновершинных поверхностей, ассиметрии форм рельефа и др. Из указанных видов карт для территории Белорусского Поозерья нами были построены карты порядков долин, базисных поверхностей, остаточного рельефа и разностных поверхностей. Первоначальная методика морфометрического метода поисков тектонических структур была значительно доработана с учетом применения ГИС.

Кроме морфометрических построений по методике В. П. Философова в исследовании был применен метод построения морфоизогипс Л. Б. Аристарховой [15, 116, 117]. Исходным материалом для построения данных морфометрических карт служат топографические карты или карты палеоизогипс, которые обрабатываются таким образом, чтобы снять влияние денудационного расчленения, в особенности эрозионного вреза. В методике Л. Б. Аристарховой такими кривыми соединяются положительные выступы одноименных и отдельные отметки близких по значению горизонталей.

Структурно-геоморфологический ГИС-анализ территории проводился с помощью ГИС ArcGIS 9. Нами в модуле ArcGIS 9 Model Builder разработан набор инструментов «Структурно-геоморфологический ГИС-анализ» для ArcToolbox (рис. 1.2), включающий в себя инструменты «Порядки долин», «Базисные поверхности», «Явный остаточный рельеф», «Скрытый остаточный рельеф», «Разности между базисными поверхностями»

и «Морфоизогипсы». Данный набор инструментов позволяет в автоматическом режиме по серии геоинформационных моделей (рис. 1.3–1.7) создавать векторные и grid модели основных морфометрических параметров структурно-геоморфологического ГИС-анализа рельефа.

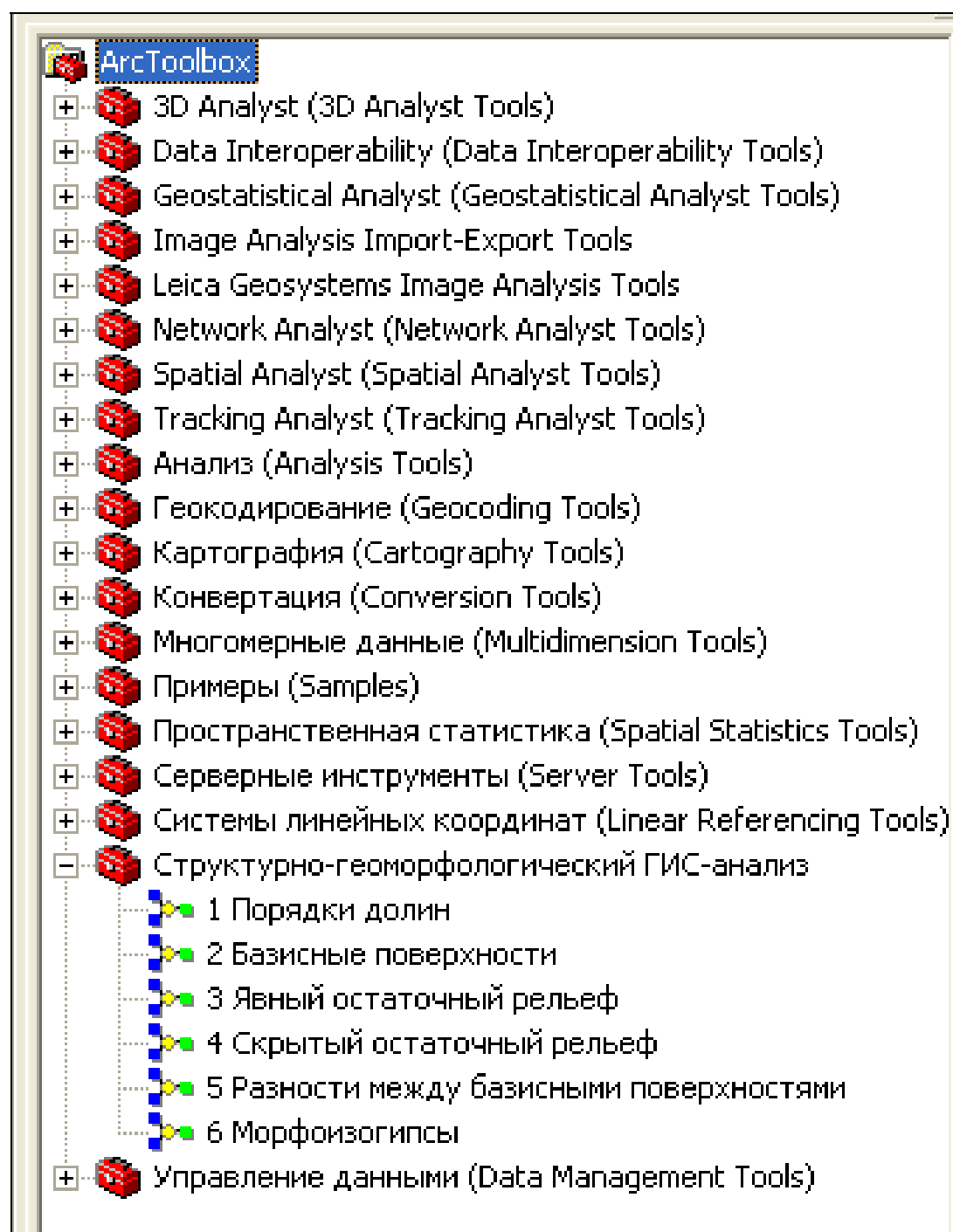


Рис. 1.2. Окно ArcToolbox ГИС ArcGIS 9 с набором инструментов «Структурно-геоморфологический ГИС-анализ»

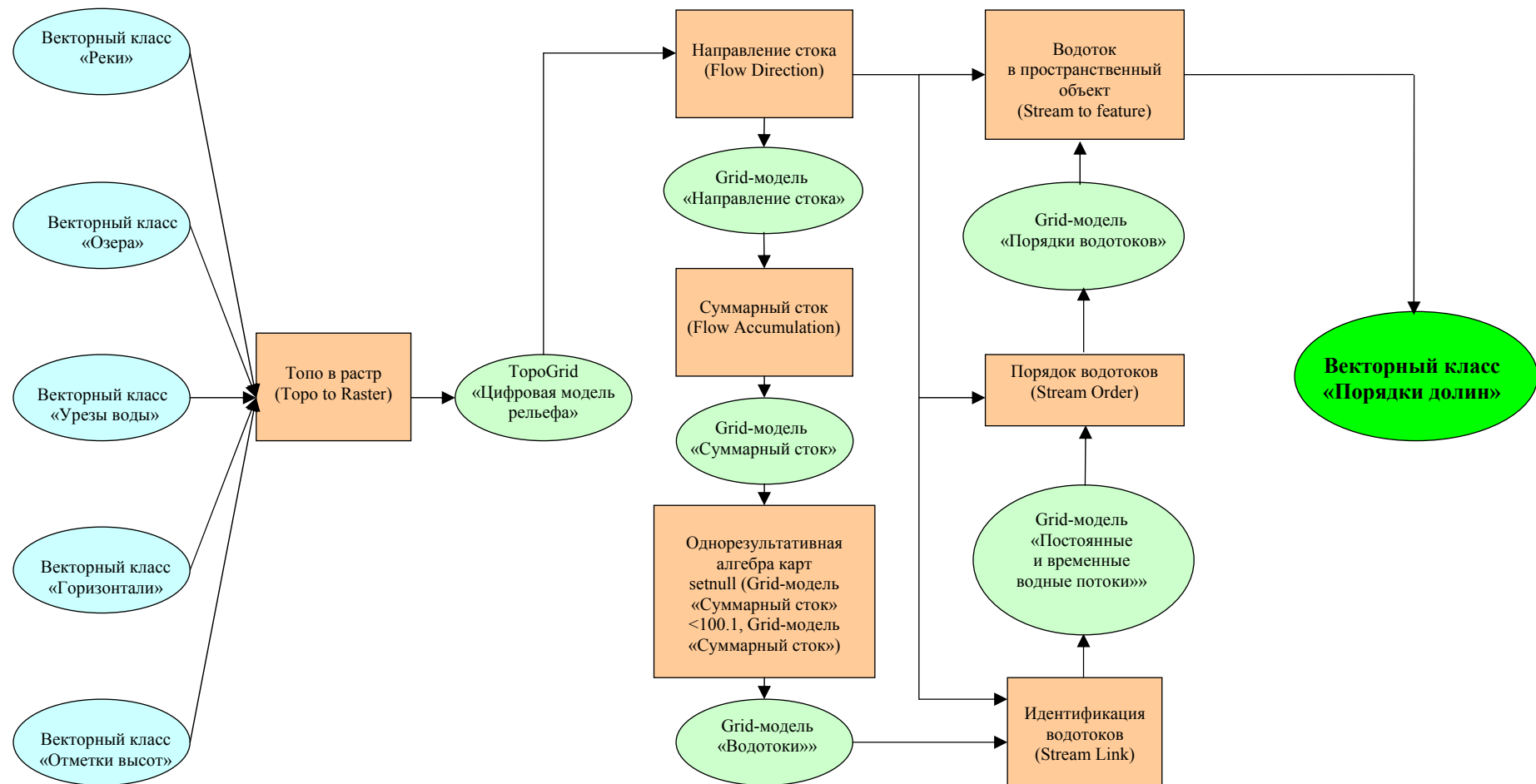


Рис. 1.3. Геоинформационная модель создания порядков долин (модуль Model Builder ArcGIS 9)

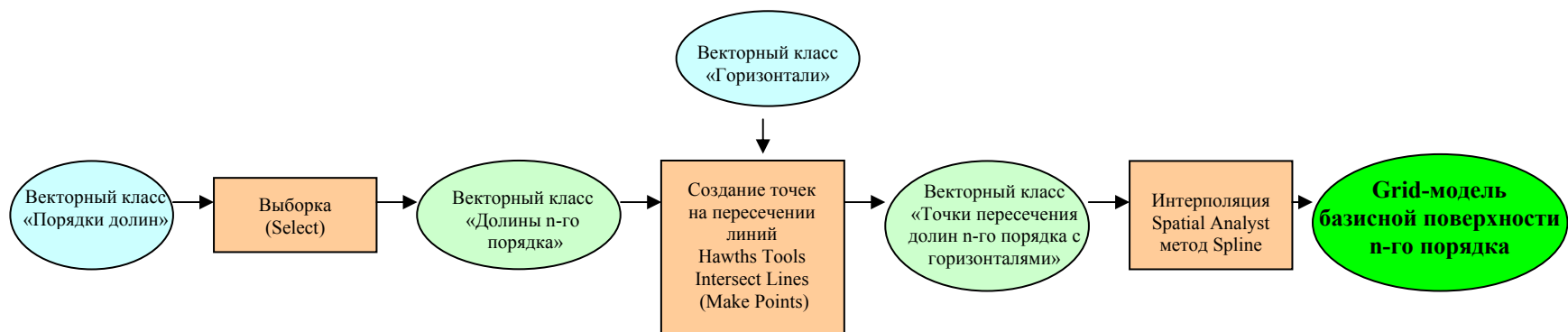


Рис. 1.4. Геоинформационная модель создания базисной поверхности (модуль Model Builder ArcGIS 9)

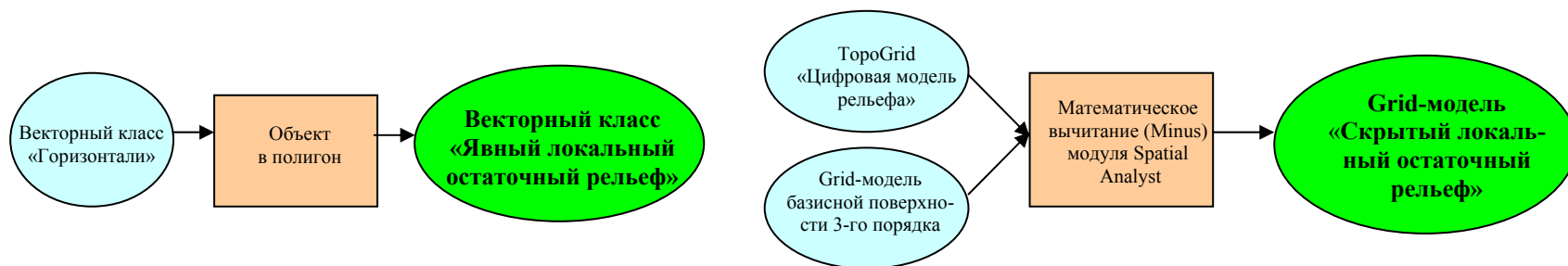


Рис. 1.5. Геоинформационные модели создания локального остаточного рельефа (модуль Model Builder ArcGIS 9)

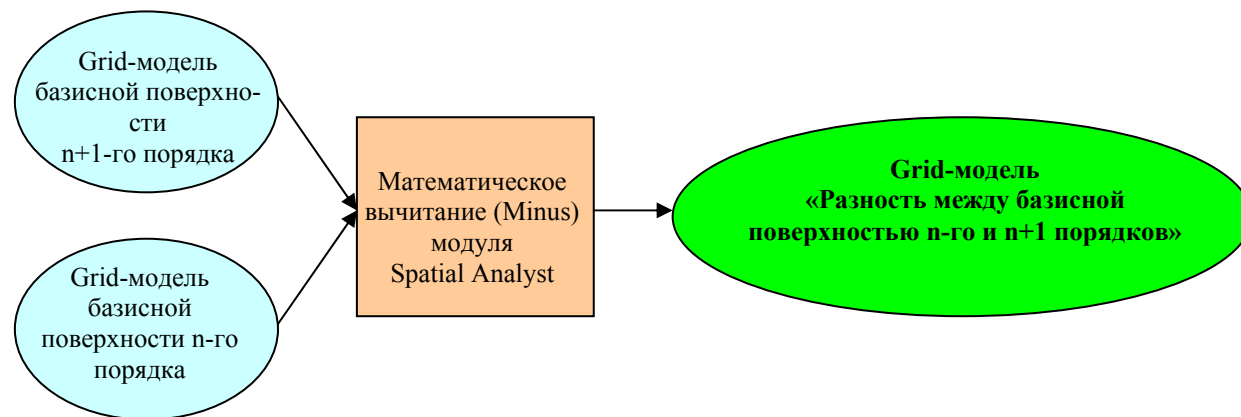


Рис. 1.6. Геоинформационная модель создания разностей между базисными поверхностями (модуль Model Builder ArcGIS 9)

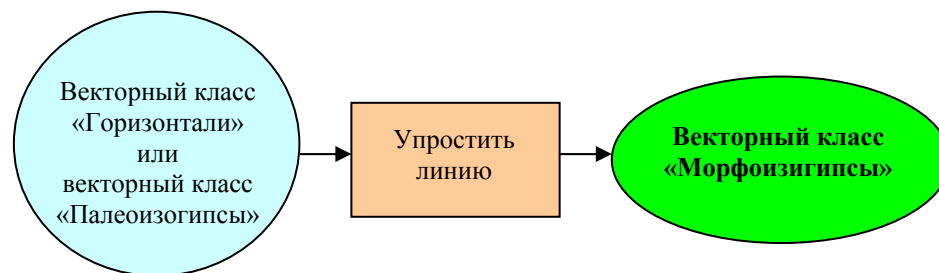


Рис. 1.7. Геоинформационная модель создания морфоизогипс (модуль Model Builder ArcGIS 9)

В процессе исследований нами была создана база геоданных «Структурно-геоморфологические параметры Белорусского Поозерья», включающая в себя ряд наборов классов пространственных объектов («Топографическая подложка», «Морфометрия», «Геология», «Геоморфология»), растровых каталогов («Топографические растры», «Модель рельефа ТороGrid», «Гидрологические grid-модели», «Морфометрические grid-модели», «Космогеологические растры», «Геологические растры и grid-модели»), а также ряд таблиц и TIN-моделей (рис. 1.8).

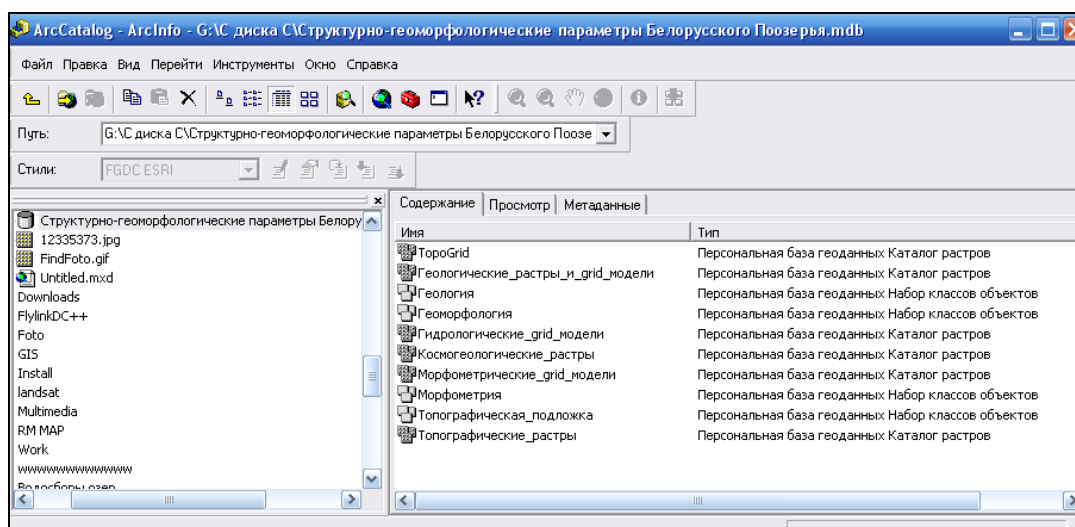
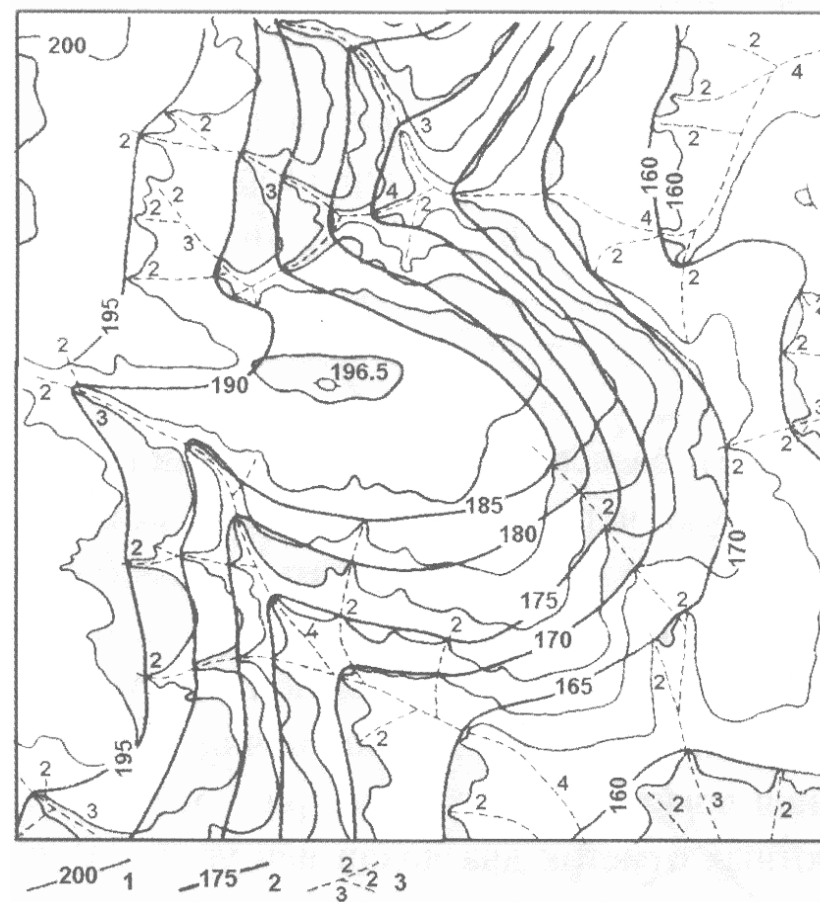
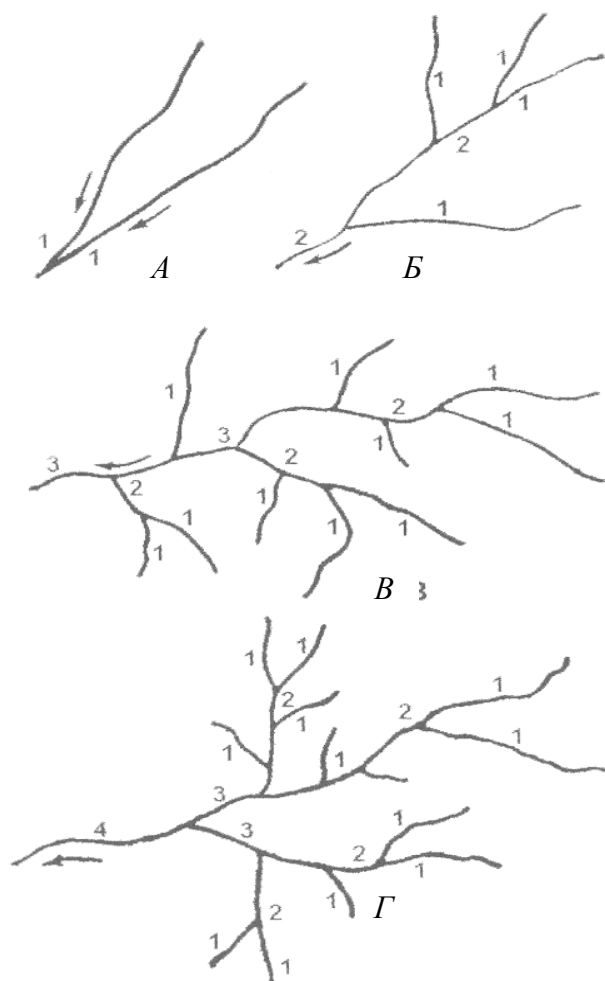


Рис. 1.8. Общий вид базы геоданных «Структурно-геоморфологические параметры Белорусского Поозерья» в ArcCatalog ГИС ArcGIS 9

Основой для последующих морфометрических построений служит *карта порядков долин*. Порядки долин определялись нами согласно методу, предложенному Р. Хортоном и Б. П. Пановым, а затем уточненному В. П. Философовым [12, 13]. По данной методике долиной 1-го порядка считается долина, не принимающая ни одного притока, т. е. неразветвленная. Долина 2-го порядка возникает в результате слияния двух долин 1-го порядка. Долина 3-го порядка образуется от слияния двух долин 2-го порядка и т. д. (рис. 1.9). Это дихотомическая классификация долин, при которой порядок долин постепенно возрастает от верховий к низовьям. Необходимо отметить, что за долины низких порядков принимаются чаще всего линейные эрозионные формы временных водотоков (овраги, балки, ложбины стока и другие родственные им формы). Они определяются по рисунку горизонталей и форме продольного и поперечного профилей.



Д
1 – горизонталь, 2 – изобазита,
3 – тальвеги долин и их порядок

Рис. 1.9. Долины и долинные системы 1-го (А), 2-го (Б), 3-го (В), 4-го (Г) порядков, базисная поверхность 2-го порядка, построенная по высотам тальвегов 2-го и более высоких порядков (Д) [12]

Определение порядков долин на территории Белорусского Поозерья осуществлялось по описанной выше методике. В модуле ArcGIS 9 Model Builder нами разработан инструмент «Порядки долин», входящий в набор инструментов «Структурно-геоморфологический ГИС-анализ» для ArcToolbox. Выделение порядков долин осуществляется по геоинформационной модели (рис. 1.3). В качестве основы для выделения порядков долин использовалась ТопоGrid-модель рельефа, построенная по методу Топо to Raster в ГИС ArcGIS 9. Для получения данной модели были отсканированы топографические карты территории исследований масштабом 1 : 100 000 (растровый каталог «Топографические растры», всего 43 листа, состояние местности на 1980–1992 гг.). В последующем они были обработаны в программе Adobe Photoshop с помощью специальных фильтров для того, чтобы выделить из них отдельно красно-коричневую (растр «Рельеф») и сине-голубую (растр «Гидрография») цветовую составляющую. Данные растры в битовом режиме были пространственно координированы с помощью функции Georeferencing в ArcMap. Путем автоматической и полуавтоматической векторизации модуля ArcScan for ArcGIS [118] в базе геоданных созданы классы пространственных объектов «Горизонтالي», «Реки» (с последующей конвертацией в геометрическую сеть базы геоданных), «Озера», «Отметки урезов воды», «Отметки высот» набора классов «Топографическая подложка» базы геоданных. Используя функцию Топо to Raster модуля ArcGIS Spatial Analyst, была создана ТопоGrid-поверхность «Цифровая модель рельефа», представляющая собой регулярную гипсометрическую поверхность [119–121]. В функции Топо to Raster учитывается не только пространственное положение изолиний рельефа и отметок высот, но и расположение речной сети, закрытых водоемов (озер), локальных понижений рельефа, что позволяет рассчитывать модель рельефа, качество которой многократно превышает качество моделей, получаемых обычными методами интерполяции, такими как, например, сплайн или кригинг. Гипсометрическая 3D-поверхность (TIN-модель) Белорусского Поозерья была получена путем трехмерного моделирования с помощью модуля ArcGis 3D Analyst [122].

Векторный класс пространственных объектов «Порядки долин» набора классов «Морфометрия» базы геоданных (рис. 1.10) создан путем Растрового ГИС-анализа ТопоGrid-модели «Цифровая модель рельефа». Для этого использовались инструменты Hydrology модуля ArcGIS Spatial Analyst, позволяющие рассчитывать основные характеристики поверхностного стока территории. На основании ТопоGrid-модели получены промежуточные Grid-модели «Направление стока», «Суммарный сток», «Водотоки», «Постоянные и временные водные потоки», входящие в растро-

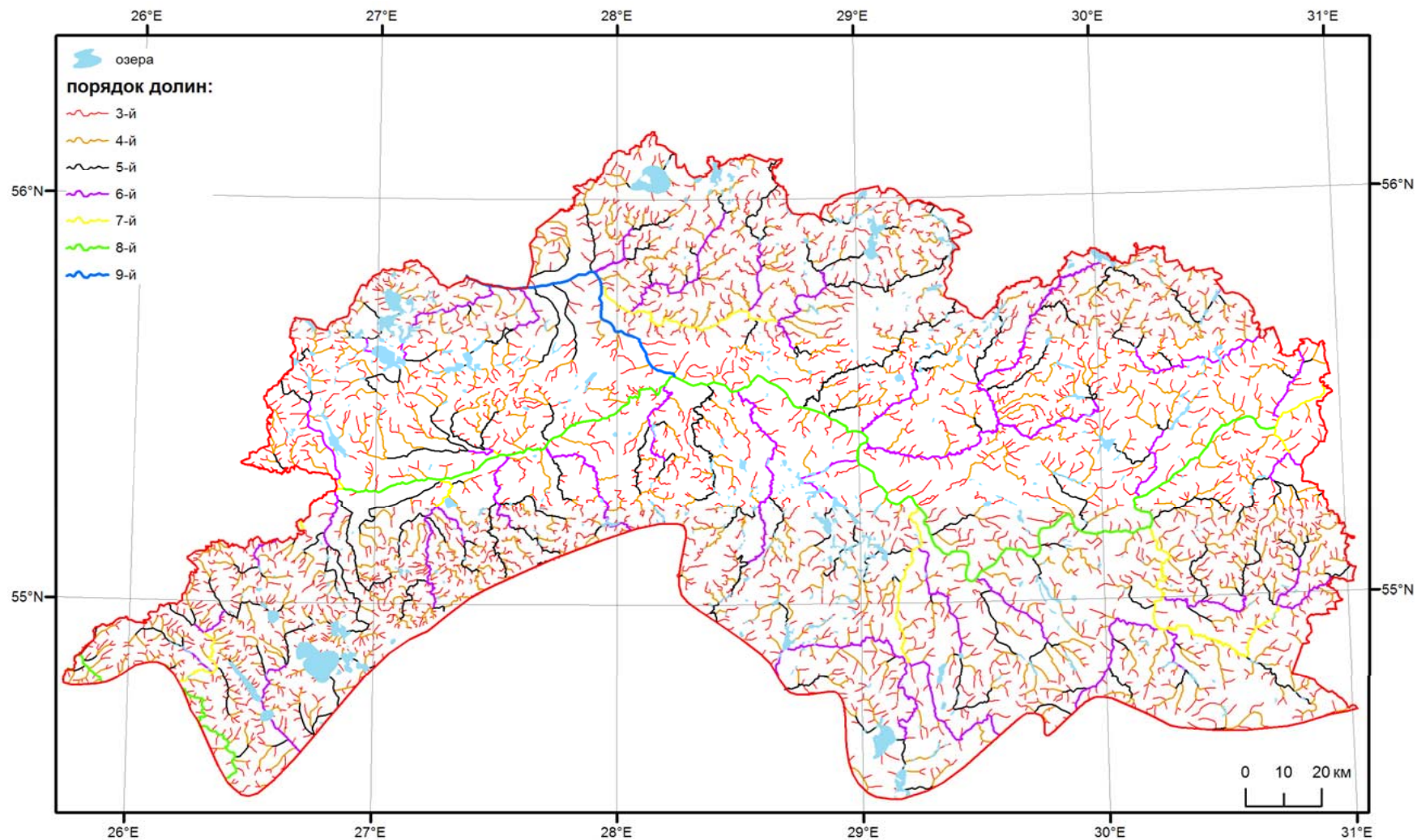


Рис. 1.10. Карта порядков долин Белорусского Поозерья начиная с 3-го порядка

вый каталог «Гидрологические grid-модели» базы геоданных. На основе данных моделей, по методу Р. Хортона и Б. П. Панова, уточненному В. П. Филосовым [12, 13], был создан растр «Порядки водотоков». В последующем он был конвертирован в векторный класс пространственных объектов «Порядки долин» набора «Морфометрия» базы геоданных.

Используя векторный слой «Порядки долин», можно судить о тектонике местности, непосредственно прогнозировать по ней тектонические структуры, а также прослеживать активные линейные зоны. Речные долины связаны с тектоническими структурами и движениями земной коры, а также с подземными водами. Поэтому тектонические движения так или иначе находят свое отражение в строении речной сети. Неодинаковая скорость нарастания порядков долин и различная зависимость длины долины от порядка является отражением новейших тектонических движений. Изучение порядков долин позволяет выявить связь тектонического режима со строением долинной сети. Многочисленными наблюдениями в различных геоморфологических условиях установлено, что порядки долин быстрее возрастают на тектонических поднятиях и медленнее – в пределах тектонических впадин [12, 13]. В. П. Филосов предложил рассчитывать коэффициент дихотомии (Кд) порядков долин, который выражает отношение числа потоков n -го порядка к числу потоков $n + 1$ -го порядка [135]. Так как Кд является величиной обратной скорости нарастания порядков долин, то естественно, что он будет уменьшаться на тектонических поднятиях и возрастать во впадинах.

Примером выявления связи тектонического режима со строением долинной сети может служить сравнение Кд бассейнов рек Полота и Ушача Белорусского Поозерья. Как видно из табл. 1.1, Кд высокопорядковых долин в бассейне р. Ушача ниже, что свидетельствует о тектоническом поднятии данной территории. В бассейне р. Полота также можно отметить современные восходящие вертикальные движения, сменившие нисходящие, о чем свидетельствуют низкие Кд низкопорядковых долин.

Карту порядков долин можно использовать непосредственно для прогнозирования или выявления тектонических структур. По ней достаточно обоснованно можно выделять локальные положительные структуры. На сложном рисунке долин выделяются участки с отчетливо выраженным центробежным расположением. Центробежное расположение обычно характерно для долин 1-3-го порядков, а долины более высоких порядков опоясывают такие участки или, приближаясь к ним, резко меняют свое направление. По сочетанию этих признаков можно выделять планы долин, отражающих локальные положительные структуры (рис. 1.11).

Таблица 1.1

Коэффициент дихотомии (Кд) порядков долин в бассейнах рек Полота и Ушача

Бассейн р. Полота			Бассейн р. Ушача		
Номер порядка долин	Количество долин каждого порядка	Кд порядков долин	Номер порядка долин	Количество долин каждого порядка	Кд порядков долин
1	992		1	1672	
2	219	$K_{д1/2} = 4,5$	2	353	$K_{д1/2} = 4,7$
3	52	$K_{д2/3} = 4,2$	3	73	$K_{д2/3} = 4,8$
4	11	$K_{д3/4} = 4,7$	4	18	$K_{д3/4} = 4,1$
5	1	$K_{д4/5} = 11,0$	5	4	$K_{д4/5} = 4,5$
6	—		6	1	$K_{д5/6} = 4,0$
Итого	1275	$K_{д2/4} = 19,9$	Итого	2121	$K_{д2/4} = 19,6$

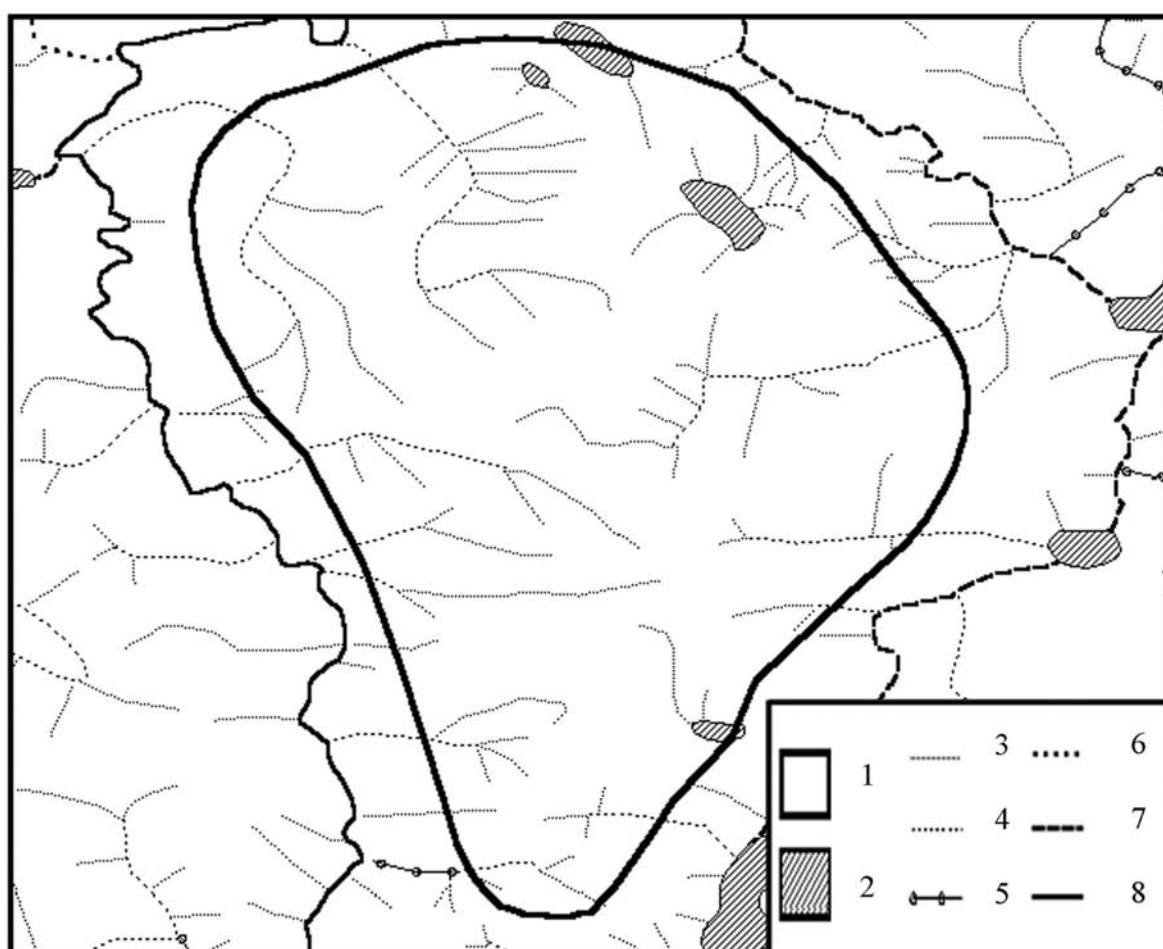


Рис. 1.11. Пример выделения локальной положительной структуры по карте порядков долин: 1 – локальная положительная структура; 2 – озера; долины: 3 – 1-го; 4 – 2-го; 5 – 3-го; 6 – 4-го; 7 – 5-го; 8 – 6-го порядка

По плану долин можно проследить и линейные структуры различного ранга, приуроченные к глубинным линейным тектоническим структурам. В настоящее время уже не вызывает сомнения, что долины крупных рек следуют по зонам линейных тектонических нарушений различного ранга и простираются. Линейные тектонические нарушения определяют и план долин более низких порядков.

По представлениям В. П. Философова, *базисная поверхность* представляет собой сложную поверхность, проходящую через тальвеги долин, которые являются ее остовом. Базисной поверхностью следует называть поверхность, объединяющую местные базисы эрозии. Методика построения карты базисной поверхности [12, 13] заключается в следующем. Например, для построения карты базисной поверхности 2-го порядка из всех долин, выделенных по топографическим картам, оставляют только долины 2-го и более высоких порядков, отмечаются точки пересечения долин с горизонталями. В итоге получается ряд точек абсолютных отметок. Точки с одинаковыми абсолютными высотами соединяют плавными линиями, называемыми изобазитами, т. е. линиями равных базисов эрозии. Изобазиты не могут быть произведены ниже одновысотных горизонталей или пересекать их, а лишь касаются данных горизонталей в точках встречи последними тальвегов долин. Изобазиты могут пересекать только горизонтали с более высокими отметками. При построении карты базисной поверхности 3-го порядка не учитываются долины 1-го и 2-го порядков и т. д. Для одной и той же территории можно составить целый ряд базисных поверхностей. Порядок базисной поверхности определяется начальным порядком долин.

В качестве исходных данных для построения grid-моделей базисных поверхностей (растровый каталог «Морфометрические grid-модели») территории Белорусского Поозерья использовались векторные классы пространственных объектов «Порядки долин» (набор «Морфометрия») и «Горизонтالي» (набор «Топографическая подложка»), а также TopoGrid-модель «Цифровая модель рельефа» (рис. 1.12). Создание grid-моделей происходило в автоматическом режиме. В процессе запуска разработанного нами инструмента «Базисные поверхности» набора инструментов «Структурно-геоморфологический ГИС-анализ» для ArcToolbox происходило выполнение геоинформационной модели в модуле ArcGIS 9 Model Builder (рис. 1.4). Были построены карты базисных поверхностей 3-го, 4-го, 5-го, 6-го и 7-го порядков (рис. 1.13–1.17). Базисные поверхности 1-го и 2-го порядков не строились по причине того, что они заведомо отражают только эрозионные процессы временных водотоков [12, 13].

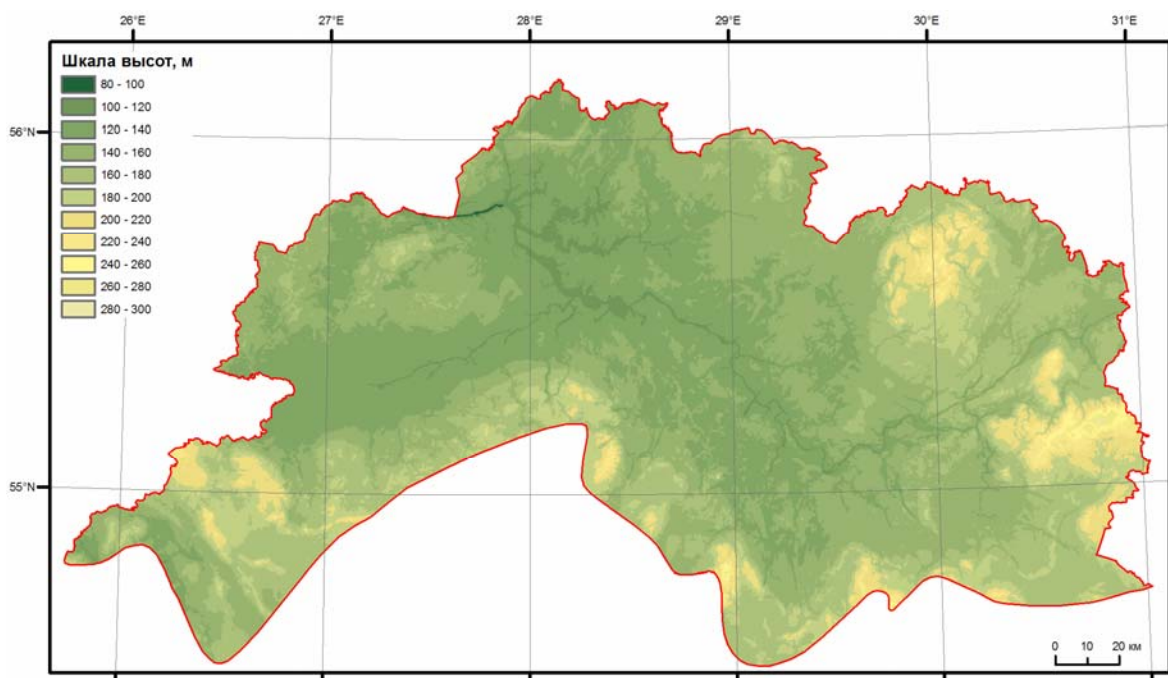


Рис. 1.12. Цифровая модель рельефа, созданная по методу Toro to Grid

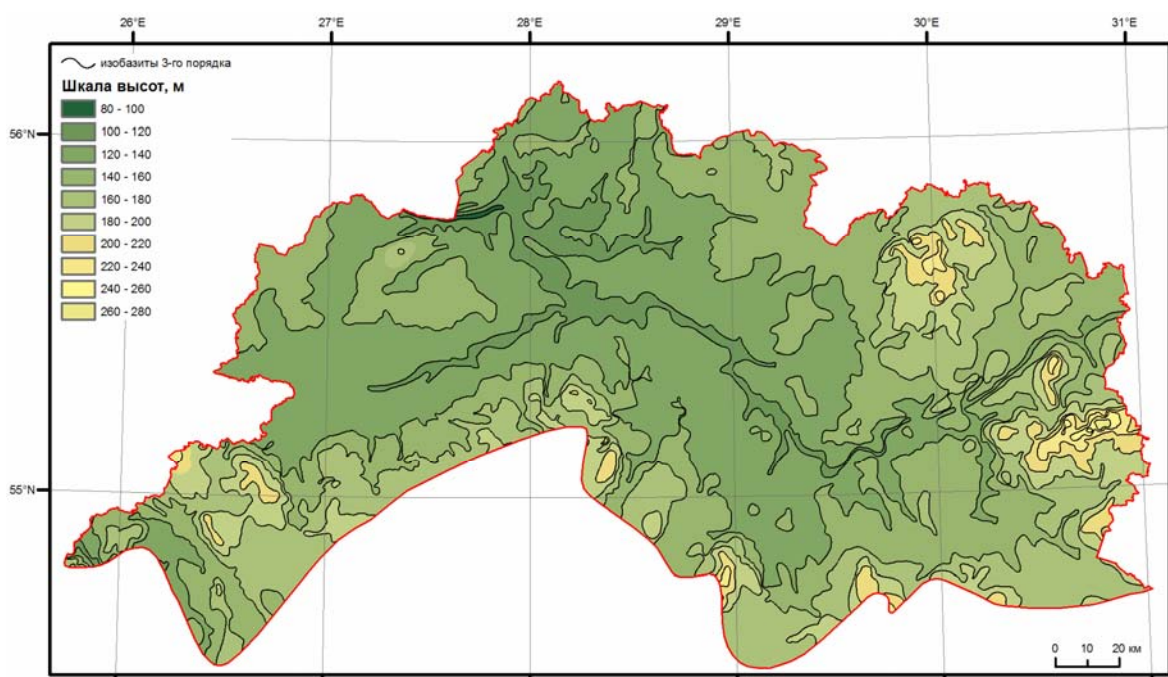


Рис. 1.13. Карта базисной поверхности 3-го порядка

Широкое применение морфометрического метода поисков тектонических структур в различных геоморфологических областях позволило выявить общие закономерности отображения тектонических структур в характере базисных поверхностей. По мнению В. П. Философова [12, 13], ряд

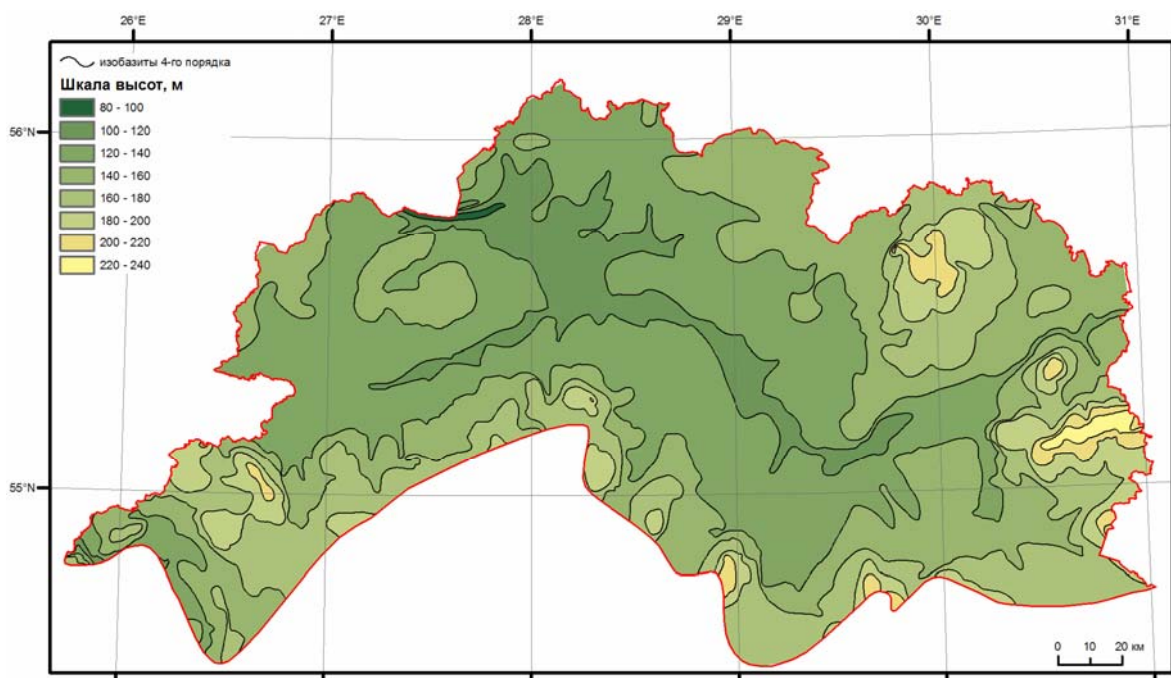


Рис. 1.14. Карта базисной поверхности 4-го порядка

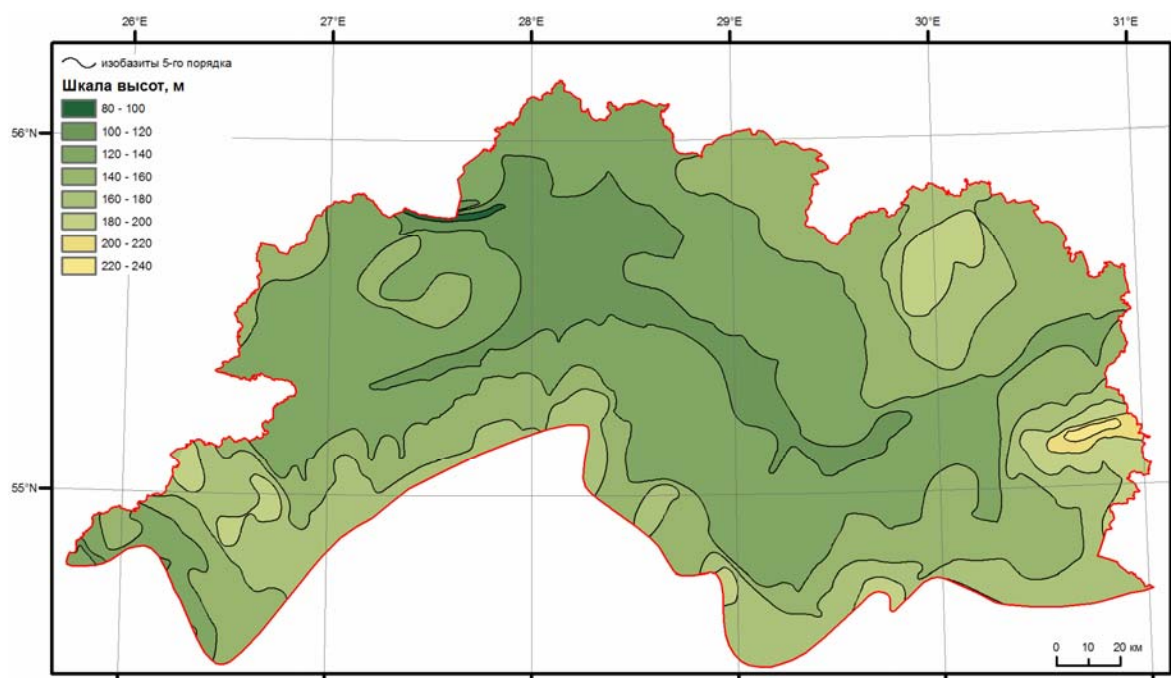


Рис. 1.15. Карта базисной поверхности 5-го порядка

базисных поверхностей, начиная с наименьшего (например, 3-го порядка) и переходя к более высоким порядкам, постепенно приближается к изопотенциальной уровенной поверхности Земли. В условиях незначительной интенсивности тектонических движений денудация сначала снижает

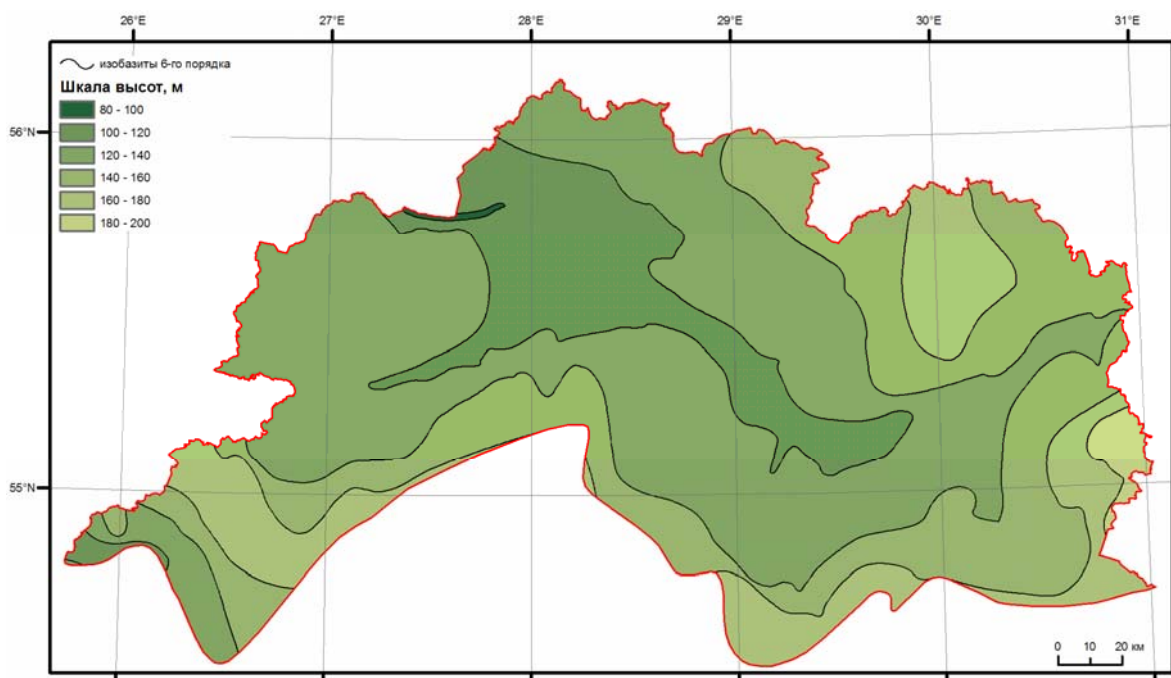


Рис. 1.16. Карта базисной поверхности 6-го порядка

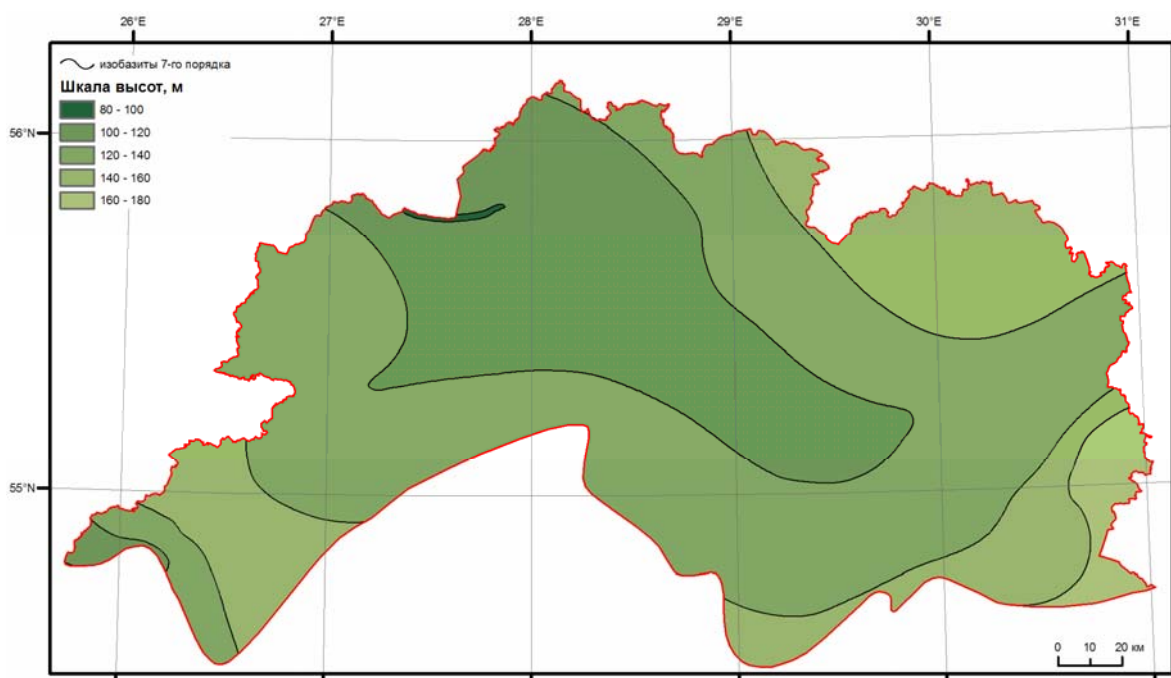


Рис. 1.17. Карта базисной поверхности 7-го порядка

современный рельеф до базисной поверхности 3-го порядка, затем – до поверхности 4-го порядка и т. д., постепенно размывая и удаляя остаточный рельеф, выравнивая до базисной поверхности высокого порядка. Денудация последовательно уничтожает как выпуклые водораздельные

пространства, так и неглубоко врезуемые долины младших порядков, постепенно выравнивая рельеф. Базисная поверхность наиболее высокого порядка является нижним пределом денудационной поверхности выравнивания, к которой стремится рельеф на этапе нисходящего развития. При восходящих вертикальных движениях земной коры базисная поверхность понижается вследствие углубления долин и повышается в результате аккумуляции в долинах при нисходящих движениях. При медленных опусканиях, охватывающих значительные территории и сопровождающихся интенсивным осадконакоплением, базисные поверхности высоких порядков практически совпадают с аккумулятивными поверхностями выравнивания. Базисные поверхности младших порядков по мере возрастания порядка приближаются к аккумулятивным поверхностям. Из этого следует, что базисные поверхности можно рассматривать как форму распределения вещества в гравитационном поле Земли или как гравитационные поверхности, приближающиеся по мере повышения порядка к изопотенциальным поверхностям. Таким образом, в основе морфометрического анализа лежат закономерности развития гравитационного поля Земли во времени и пространстве, а морфометрия рельефа лишь косвенно отражает тектонические структуры, образованные в результате перераспределения масс в земных недрах в связи с нарушением или восстановлением гравитационного равновесия [12, 13].

Серия базисных поверхностей, построенных для Белорусского Поозерья, интерпретировалась с привлечением данных о геологическом строении и геофизике, космогеологии территории исследований (набор классов пространственных объектов «Геология», растровые каталоги «Космогеологические растры» и «Геологические растры»). Для интерпретации карт базисных поверхностей были использованы общеизвестные в практике морфометрического анализа показатели [12, 13, 22]. Для выделения линейных зон использовались базисные поверхности 3-го и 4-го порядков. Характерными признаками определения данных зон являлись заливообразный рисунок изобазит; резкое уменьшение заложения между изобазитами, которые нередко образуют четко выраженные полосы; изгибы изобазит или резкое изменение заложения между несколькими соседними изобазитами [12, 13].

Замкнутые изобазиты 7-го и 6-го порядка служили признаком выделения региональных площадных структур. По базисными поверхностям 5-го, 4-го и 3-го порядков были определены локальные площадные структуры. Положительные локальные структуры вырисовываются чаще всего в виде структурных наносов различных конфигураций [12, 13]. Встречаются и замкнутые изобазиты, характеризующие изометрические и валово-

образные локальные структуры. Структурные наносы имеют разный характер, обусловленный различной интенсивностью неотектонических поднятий различных глубинных локальных структур, лежащих в основе неотектонических. А. Шляупа [22] в ходе морфометрического исследования рельефа Западной Литвы выделил несколько типов структурных наносов, которые так же встречаются и в базисных поверхностях Белорусского Поозерья, и зачастую служили характерными признаками выявления локальных положительных структур. По типизации А. Шляупа, к первому типу относятся структурные наносы, имеющие выпуклое основание, т. е. изобазиты, представляющие эти формы, выполаживаются сравнительно постепенно. К этому же типу относятся и некоторые вытянутые структурные наносы, напоминающие валы. Структурные наносы второго типа выражены одной-двумя, реже большим числом изобазит, которые резко удаляются от относительно прямых и параллельных изобазит, т. е. структурные наносы имеют ровное (прямое) основание. Третьим типом по А. Шляупа являются наносы, вырисовывающиеся также по одной-двум, реже большим числом изобазит, но их основание образуют вогнутые выше простирающиеся изобазиты. Структурными наносами четвертого типа являются валообразные наносы, нередко осложненные замкнутыми мелкими структурами.

В методике морфометрического метода поисков тектонических структур В. П. Философова [12, 13] *остаточным рельефом* считаются положительные формы рельефа, или объем горных пород, лежащий выше базисной поверхности. Построение карты остаточного рельефа заключается в вычитании базисной поверхности из гипсометрической. Карта базисной поверхности совмещается с картой гипсометрической поверхности, определяются точки пересечения горизонталей, разности между ними и однозначные точки соединяют плавными линиями – изогипсопахитами – линиями равных мощностей или высот.

В. П. Философов [12, 13] разделяет остаточный рельеф на фоновый и локальный. Фоновым остаточным рельефом называется объем горных пород, лежащий между гипсометрической и базисной поверхностями. Фоновый остаточный рельеф занимает всю территорию, за исключением долин и не отображается на картах. Картографическое отображение имеет локальный остаточный рельеф, который возвышается над фоновым и оконтуривается замкнутыми изогипсопахитами.

Локальный остаточный рельеф разделяется на явный и скрытый. Местоположение явного локального рельефа совпадает с холмами, изображенными на топографических картах замкнутыми горизонталями, не пересекающихся с изобазитами. А. Шляупа [22] предложил в усло-

виях молодого ледниково-аккумулятивного рельефа сделать поправку к первоначальной методике В. П. Философова выделения явного локального рельефа. По А. Шляупа к явному остаточному рельефу следует относить вышеуказанные холмы при пересечении их одной изобазитой. Это объясняется тем, что основное количество небольших холмов составляют аккумулятивные ледниковые и водно-ледниковые формы, поэтому нецелесообразно их формальное разделение. Скрытый локальный остаточный рельеф не отображается на топографических картах и определяется вычитанием базисной поверхности из гипсометрической.

Для территории Белорусского Поозерья были построены в автоматическом режиме с использованием инструментов «Явный остаточный рельеф» и «Скрытый остаточный рельеф» набора инструментов «Структурно-геоморфологический ГИС-анализ» для ArcToolbox карты *явного и скрытого локального остаточного рельефа* (рис. 1.18). Явный локальный остаточный рельеф был выделен из класса пространственных объектов «Горизонтالي» (набор классов «Топографическая подложка») в автоматическом режиме путем выполнения геоинформационной модели модуля ArcGIS 9 Model Builder (рис. 1.5). Затем полигональная тема явного остаточного рельефа была проверена на предмет ее пересечения с изобазитами. Grid-модель скрытого локального остаточного рельефа 3-го порядка была получена в результате вычитания grid-модели базисной поверхности 3-го порядка из ТопоGrid «Цифровая модель рельефа» по геоинформационной модели (рис. 1.5). Функцией «Калькулятор растров» производилось алгебраическое вычитание между ячейками двух grid-моделей. Из полученной таким образом grid-поверхности скрытого локального остаточного рельефа 3-го порядка операцией «Создать изолинии» модуля Spatial Analyst были построены изогипсопахиты 3-го порядка.

Явный локальный остаточный рельеф на рассматриваемой территории представляет собой ледниково-аккумулятивные образования последнего плейстоценового оледенения. Его расположение связано главным образом с крыльями и сводами площадных структур. Скрытый локальный остаточный рельеф обусловлен преобладающими эрозионно-денудационными процессами, поэтому он является продуктом активных тектонических процессов. В большинстве случаев он опоясывает явный локальный остаточный рельеф и приурочен к крыльям положительных площадных структур. По мнению А. Шляупа [22] интенсивность тектонических движений характеризует мощность остаточного рельефа, которая неодинакова для различных структур. Чем выше скрытый локальный остаточный рельеф, тем интенсивнее должны быть проявления неотектонических поднятий.

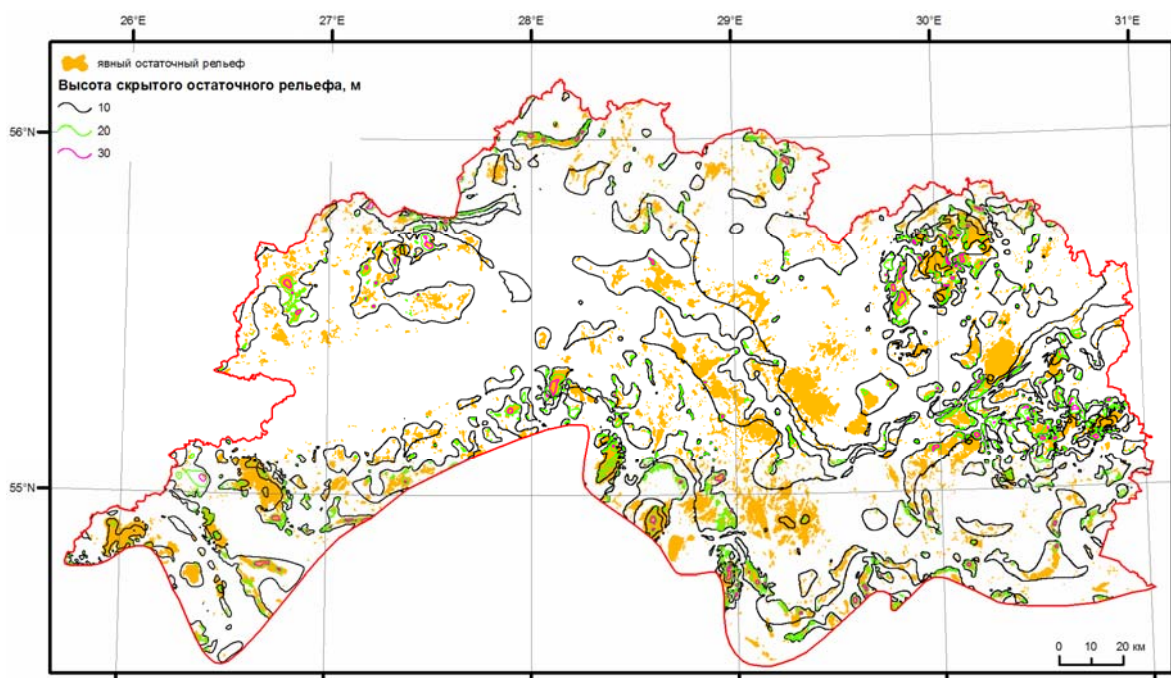


Рис. 1.18. Карта явного локального остаточного рельефа и скрытого локального остаточного рельефа Белорусского Поозерья

Построение *карт разностей между базисными поверхностями* является частью морфометрических построений метода В. П. Философова. Несмотря на то, что данный вид морфометрического изучения рельефа разрабатывался для ограниченной территории и накоплен малый опыт их геологической интерпретации, можно говорить о тесной связи между этими разностями и тектонической структурой [12, 13]. Для территории Белорусского Поозерья было построено целое семейство карт разностей между базисными поверхностями: 3 и 4, 3 и 5, 3 и 6, 3 и 7, 4 и 5, 4 и 6, 4 и 7, 5 и 6, 5 и 7, 6 и 7-го порядков. Grid-модели создавались инструментом «Разности между базисными поверхностями» набора инструментов «Структурно-геоморфологический ГИС-анализ» путем выполнения геоинформационной модели (рис. 1.6).

По результатам анализа построенных карт разности можно сделать вывод о том, что разности между базисными поверхностями высоких порядков отражают интенсивность тектонических движений региональных площадных структур, а низких порядков – локальных. Разности между базисными поверхностями низкого и высокого порядков отражают характер тектонических движений как региональных, так и локальных структур. Примерами могут служить карты разности между базисными поверхностями 3 и 4, 5 и 6, 3 и 7-го порядков (рис. 1.19–1.21).

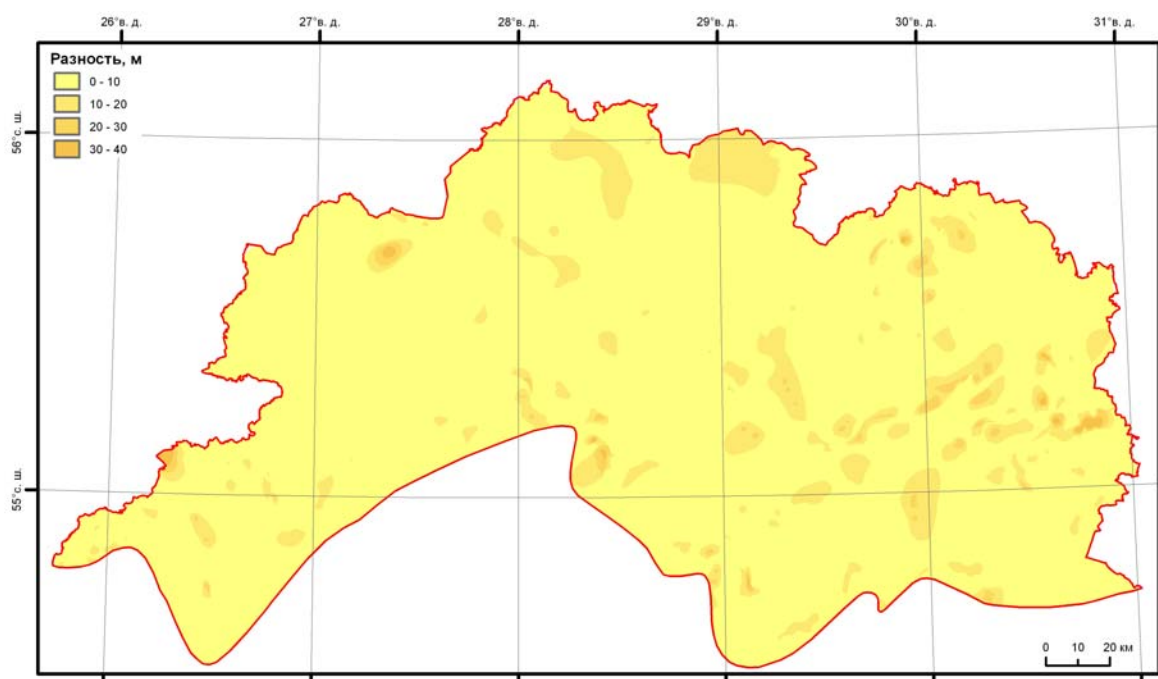


Рис. 1.19. Карта разностей между базисными поверхностями 3-го и 4-го порядков

Построение *карт обобщенного рельефа*, или *морфоизогипс*, является одним из простейших морфометрических приемов. Сущность его заключается в графическом преобразовании топографического изображения с целью исключения из рассмотрения «вторичных» форм рельефа экзогенного происхождения и восстановления таким образом «первичной» поверхности, неизменной последующими экзогенными процессами и образующей каркас структурно-тектонического рельефа [15, 116, 117].

Однако экзогенные формы рельефа, сингенетичные первичной поверхности, должны быть по возможности сохранены. Физический смысл приема (по [116, 117]) сводится главным образом к восполнению объема материала, удаленного за неотектонический этап, – «засыпанию» долин и других экзогенных отрицательных микро- и мезонеровностей рельефа (при сохранении долинных врезов и других понижений, осложнявших первичную поверхность и в большинстве тектонически predeterminedенных). Построение карт морфоизогипс требует также «срезания» вторичных насыпных форм микро- и мезорельефа (эоловых, моренных и т. п.). Однако поскольку мезоформы молодого аккумулятивного рельефа, как правило, наследуют положительные выступы первичного рельефа и часто тектонически обусловлены (например, бары), при рисовке морфоизогипс

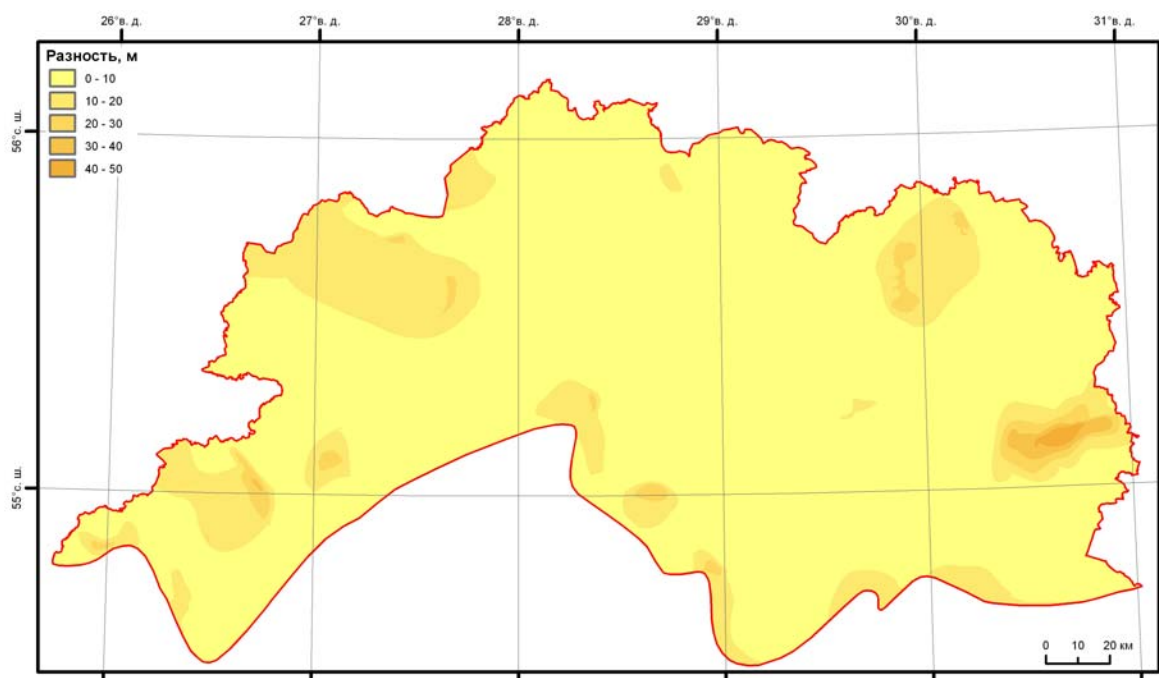


Рис. 1.20. Карта разностей между базисными поверхностями 5-го и 6-го порядков

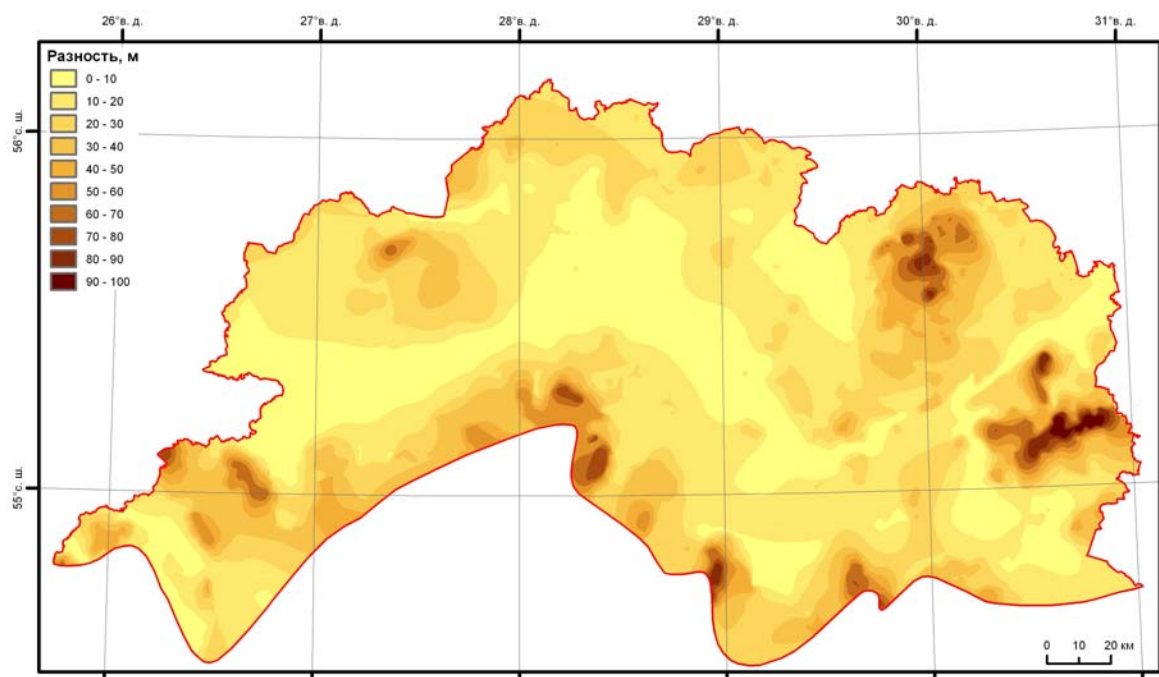


Рис. 1.21. Карта разностей между базисными поверхностями 3-го и 7-го порядков

молодые мезоформы аккумулятивного рельефа обычно не «срезают». Из сказанного ясно, что обобщение рельефа этим способом отличается от обычной картографической генерализации и требует определенных знаний об истории геологического и геоморфологического развития

территории. Практически обобщение рельефа этим способом производится путем вычерчивания изолиний – морфоизогипс, обобщающих горизонтали (изогипсы) топографической карты. Морфоизогипса касается положительных выступов горизонталей одинакового с ней значения и сечет горизонтали более высокого значения, а одноименные, за исключением оконтуривающих мелкие, наложенные аккумулятивные формы, морфоизогипса пересекать не должна.

Рельеф, образованный морфоизогипсами, отражает суммарно как первичные неровности исходной поверхности перед последним этапом перестройки ее тектонической структуры (в том числе литоморфные и древние аккумулятивные), так и неровности, обусловленные дифференцированными тектоническими движениями [116, 117]. Очерчиваемые морфоизогипсами крупные неровности рельефа не всегда являются морфоструктурами в точном смысле этого слова. Они могут соответствовать как полностью или частично выраженным в рельефе тектоническим структурам, так и литологически обусловленным неровностям денудационного рельефа или неровностям первично-аккумулятивного происхождения. На равнинах с прямым тектоническим рельефом и однообразным по литологии субстратом морфоизогипсы будут вырисовывать прямые морфоструктуры – тектогенные возвышения и понижения рельефа, близко соответствующие тектоническим структурам. В областях с сильно расчлененным денудационным рельефом и сложным геологическим строением морфоизогипсы рисуют только предполагаемые морфоструктуры, их связь с тектоническими структурными формами еще требует доказательств. Техника построения карты морфоизогипс не остается постоянной и зависит от сложности рельефа и геологического строения, масштаба и типа тектонических структурных форм объектов поиска.

При выявлении крупных морфоструктур обобщение ведут по топографическим картам среднего масштаба с заложением морфоизогипс, соответствующим заложению основных горизонталей или более редким. Для выявления малоамплитудных морфоструктур (первые единицы метров) или детализации строения крупных морфоструктур используют детальные карты и соответственно малое заложение морфоизогипс. В пределах слабо расчлененных равнин обобщение горизонталей в этом случае ведут с учетом отдельных высотных точек, не связанных с формами экзогенного происхождения, а являющихся «свидетелями» более высокой гипсометрии данного участка в прошлом. В условиях молодых аккумулятивных равнин восстанавливаемая «первичная» поверхность в большей своей части совпадает с реальной. Обобщение горизонталей в этих случаях

проводится наиболее просто, а полученная карта морфоизогипс достаточно близко отражает характер тектонической деформации исходной аккумулятивной равнины. Интерпретация такой карты позволяет выявить малые локальные морфоструктуры обоих знаков и наметить положение разрывных нарушений, активных в новейшее время. При необходимости выявления более крупных морфоструктур проводят по тем же правилам обобщение морфоизогипс и получают карту морфоизогипс второго порядка. В условиях денудационных сильно расчлененных равнин восстанавливаемая «первичная» поверхность только местами касается реального рельефа, причем уклоны той и другой могут быть неоднозначны. В этих случаях обобщение рельефа обязательно проводят в несколько (три-пять) приемов, строя карты морфоизогипс разных порядков. При таком поэтапном обобщении сначала исключают малые выработанные формы экзогенного рельефа, а затем более крупные, до тех пор пока не будет восстановлен «первичный» рельеф, исходный для последнего этапа формирования морфоструктуры региона [116, 117].

Правила структурно-геоморфологической интерпретации карт морфоизогипс те же, что и при интерпретации любых структурных карт в изолиниях. Положительные морфоструктуры фиксируются по замкнутым морфоизогипсам или их положительным выступам; отрицательные – также по замкнутым морфоизогипсам, отрицательным «заливам» и значительному расхождению соседних морфоизогипс при их дисгармоничной рисовке; разрывные нарушения – по сгущению спрямленных морфоизогипс, их коленчатому изгибу или резкому изменению направления ряда морфоизогипс, по скользящему последовательному сближению морфоизогипс [15, 116, 117].

Для территории Белорусского Поозерья были построены в автоматическом режиме с использованием инструмента «Морфоизогипсы» набора инструментов «Структурно-геоморфологический ГИС-анализ» для ArcToolbox карты морфоизогипс современно рельефа, а также кровли дочетвертичных отложений и моренных/межморенных отложений плейстоцена (рис. 1.22–1.31). Морфоизогипсы строились на основе класса пространственных объектов «Горизонтالي» (набор классов «Топографическая подложка»), а также классов «Палеоизогипсы» (набор классов пространственных объектов «Геология») различных структурных поверхностей в автоматическом режиме путем выполнения геоинформационной модели модуля ArcGIS 9 Model Builder (рис. 1.7). Операция векторного ГИС-анализа выполнялась несколько раз, дабы получить морфоизогипсы более высокой степени генерализации.

1.2. Методика визуализации, анализа и моделирования структурно-геологических, литологических и геоморфологических данных с использованием ГИС

Структурно-геологические [31, 33, 34, 42, 52, 55 91, 123, 124], *литологические* [34, 42, 52, 91, 125–132] и *геоморфологические геоданные* [34, 42, 26, 51, 52 86], а также *космогеологическая информация* [35, 48, 50] (наборы классов пространственных объектов «Геология» и «Геоморфология», растровые каталоги «Космогеологические растры», «Геологические растры и grid-модели», TIN-модели структурных поверхностей) использовались для проверки корректности выделения структур Белорусского Поозерья. Кроме того, эти геоданные привлекались для анализа тектонических, геологических и геоморфологических черт обозначенной физико-географической провинции, анализа мощностей и фаций, слагающих структуры отложений, а также служили в качестве исходных данных для качественного и количественно определения степени унаследованности слоями осадочного чехла и поверхностью рельефа гипсометрических черт кристаллического фундамента на Полоцком ключевом участке Полоцко-Курземского пояса разломов и ключевом участке восточной части зоны разломов Смоланд-Блекинге.

Опубликованные карты вещественного состава кристаллического фундамента, литологии слоев осадочного чехла, геоморфологии Белорусского Поозерья [26, 34, 42, 51, 52, 86, 91, 125-132] были отсканированы и в последующем геопривязаны в ГИС ArcGIS 9. Используя методы автоматической, полуавтоматической и ручной векторизации [118, 133], геоданные мы перевели в векторный вид (наборы классов пространственных объектов «Геология» и «Геоморфология» базы геоданных).

Опубликованные карты гипсометрии кровли фундамента [32, 34, 52, 55], кровли рифейских, вендских, кембрийских, ордовикских и силурийских отложений [34, 55] Белорусского Поозерья были трансформированы в цифровую форму и пространственно координированы в ГИС. Grid- и 3D-модели данных структурных поверхностей были построены с помощью интерполяционных функций модуля ArcGIS Spatial Analyst.

Материалы по интерпретации скважин, пройденных в четвертичных отложениях, а также геологические описания естественных обнажений [91], фондовые и литературные данные были использованы для реконструкции поверхностей кровли дочетвертичных (девонских) и моренных/межморенных отложений Белорусского Поозерья. Исходные данные включали в себя информацию о пространственной позиции (широта/долгота) скважины (или обнажения) и интерпретацию геологического разреза (глубины залегания моренных/межморенных отложений в метрах). Данные

были инициированы в ГИС. Для создания grid- и 3D-моделей использован метод сплайн с типом натяжение.

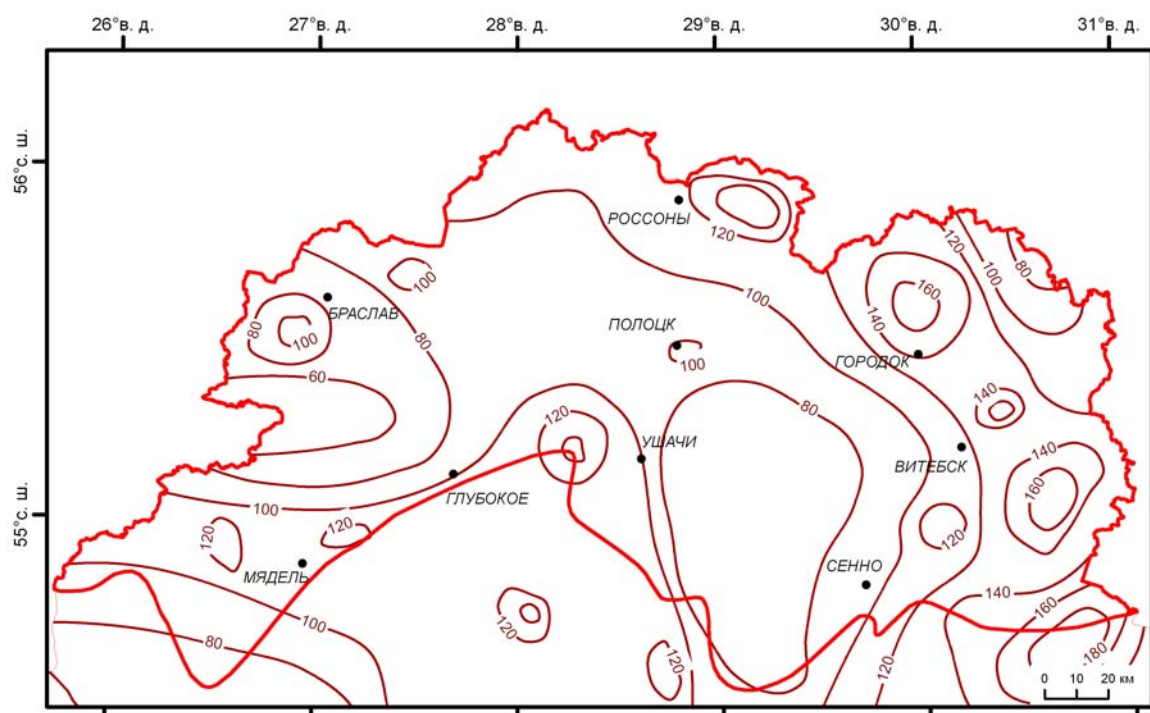


Рис. 1.22. Карта морфоизогипс кровли дочетвертичных отложений

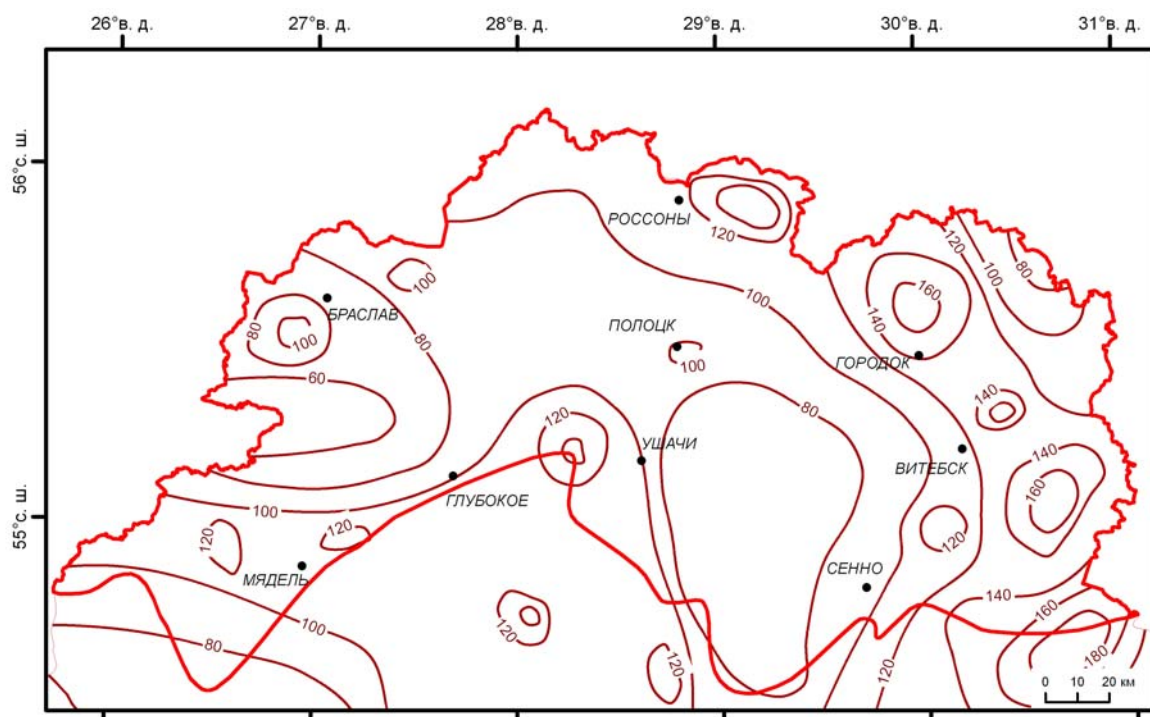


Рис. 1.23. Карта морфоизогипс кровли наревских моренных отложений

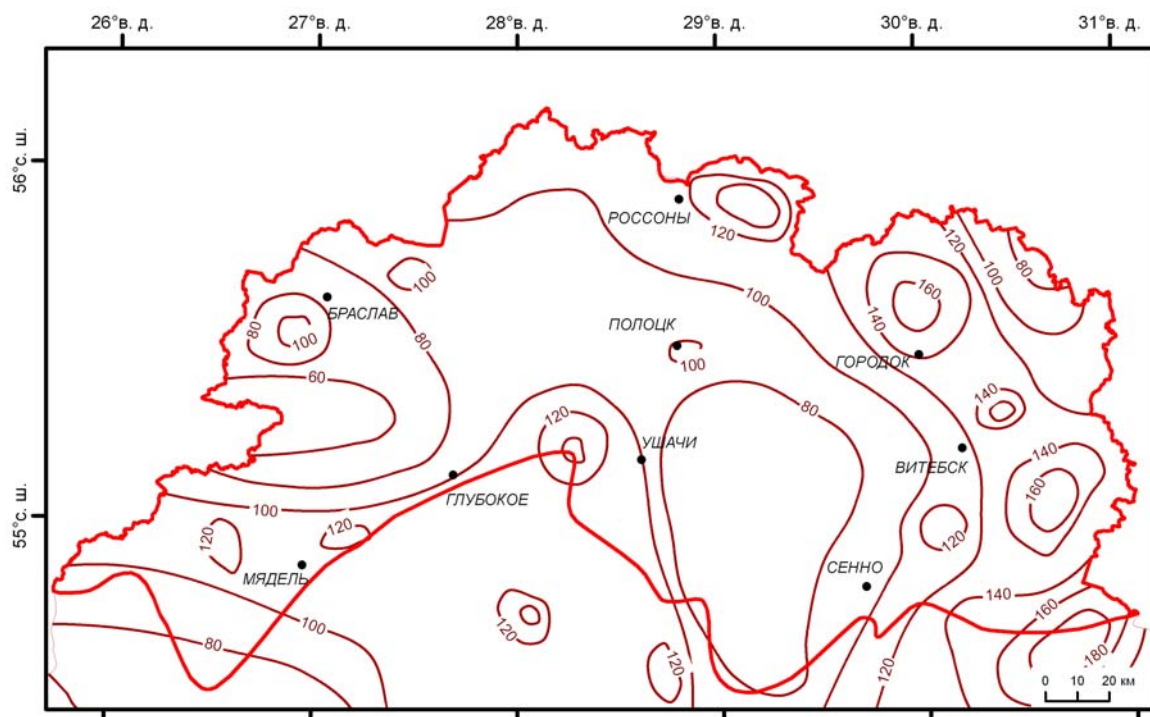


Рис. 1.24. Карта морфоизогипс кровли наревско-березинских межморенных отложений

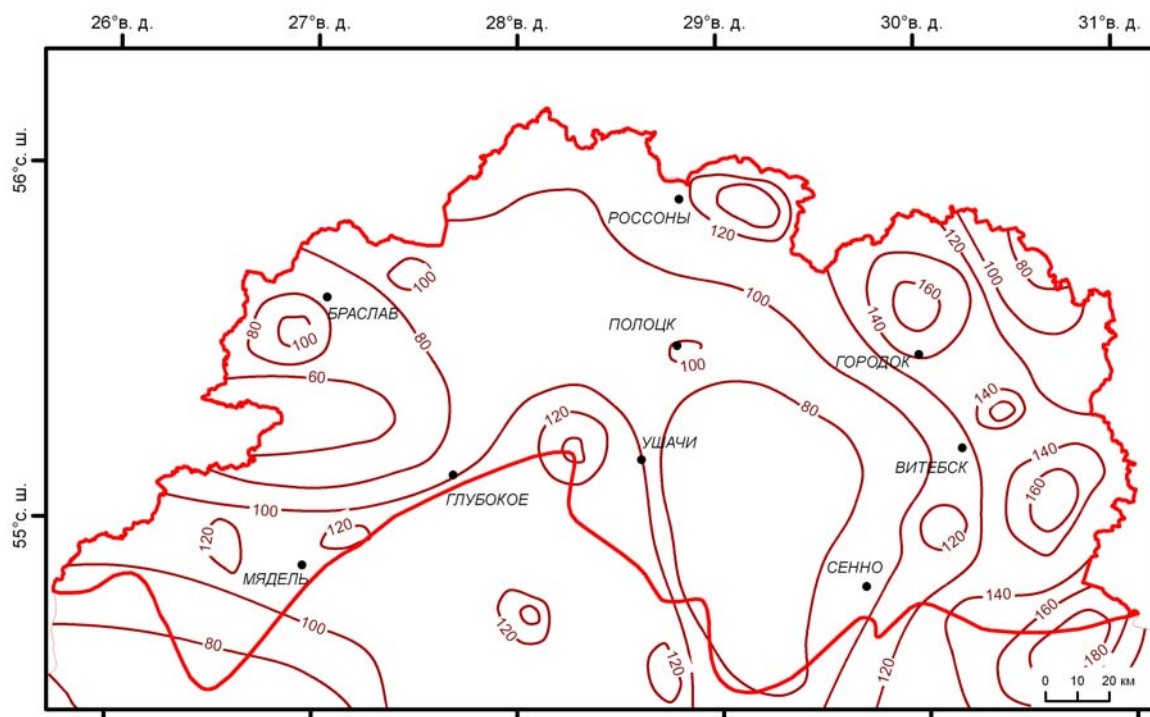


Рис. 1.25. Карта морфоизогипс кровли березинских моренных отложений

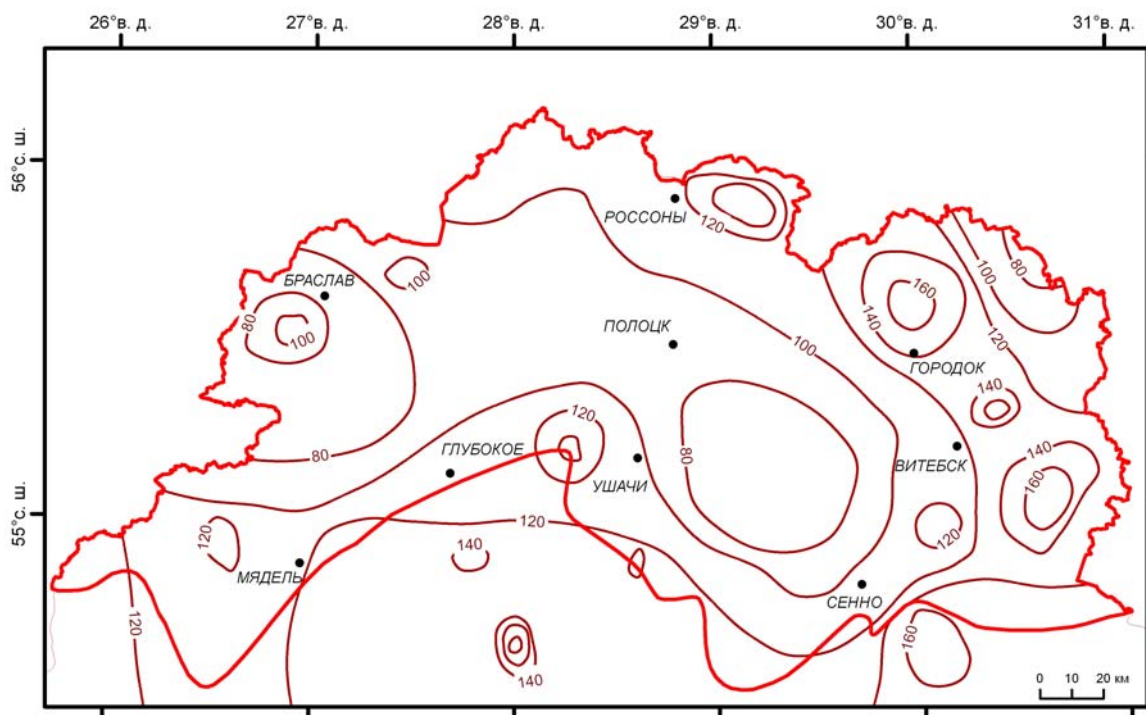


Рис. 1.26. Карта морфоизогипс кровли березинско-днепровских межморенных отложений

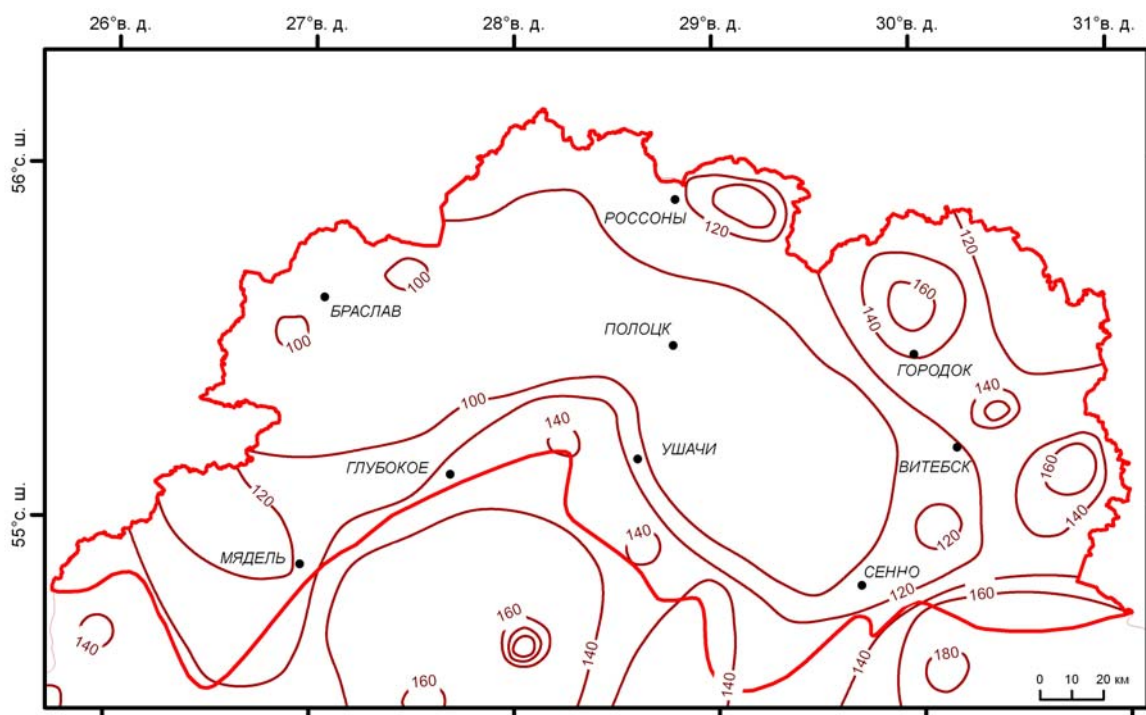


Рис. 1.27. Карта морфоизогипс кровли днепровских стадияльных отложений

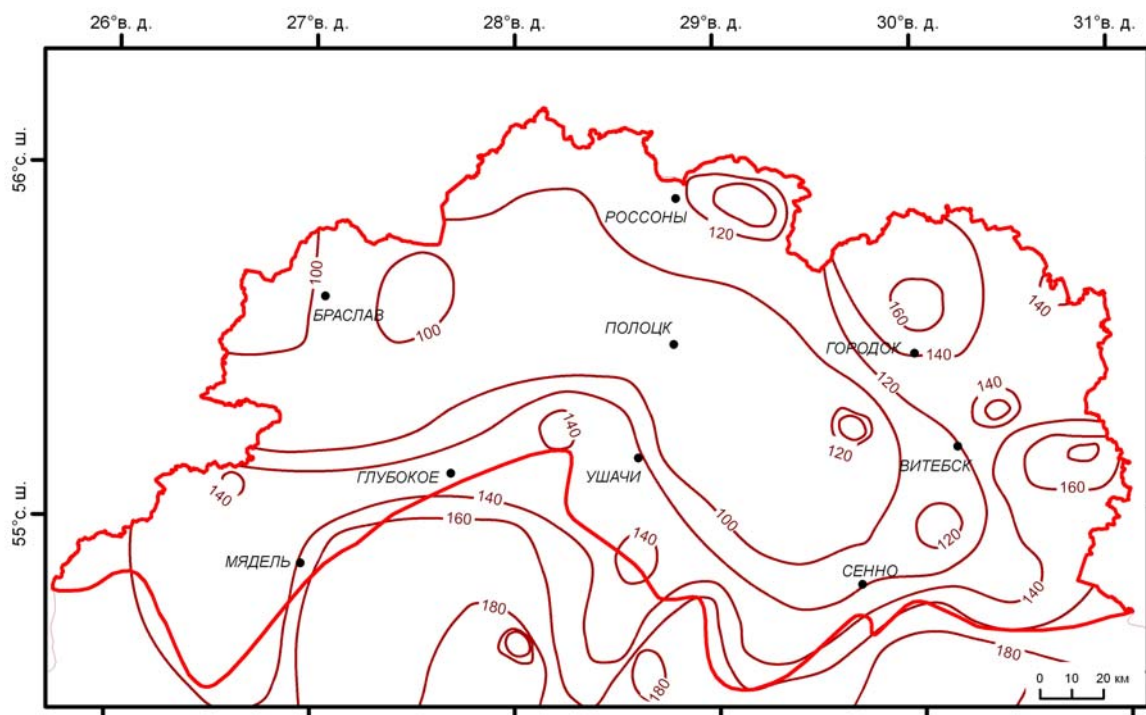


Рис. 1.28. Карта морфоизогипс кровли днепровско-сожских интерстадиальных отложений

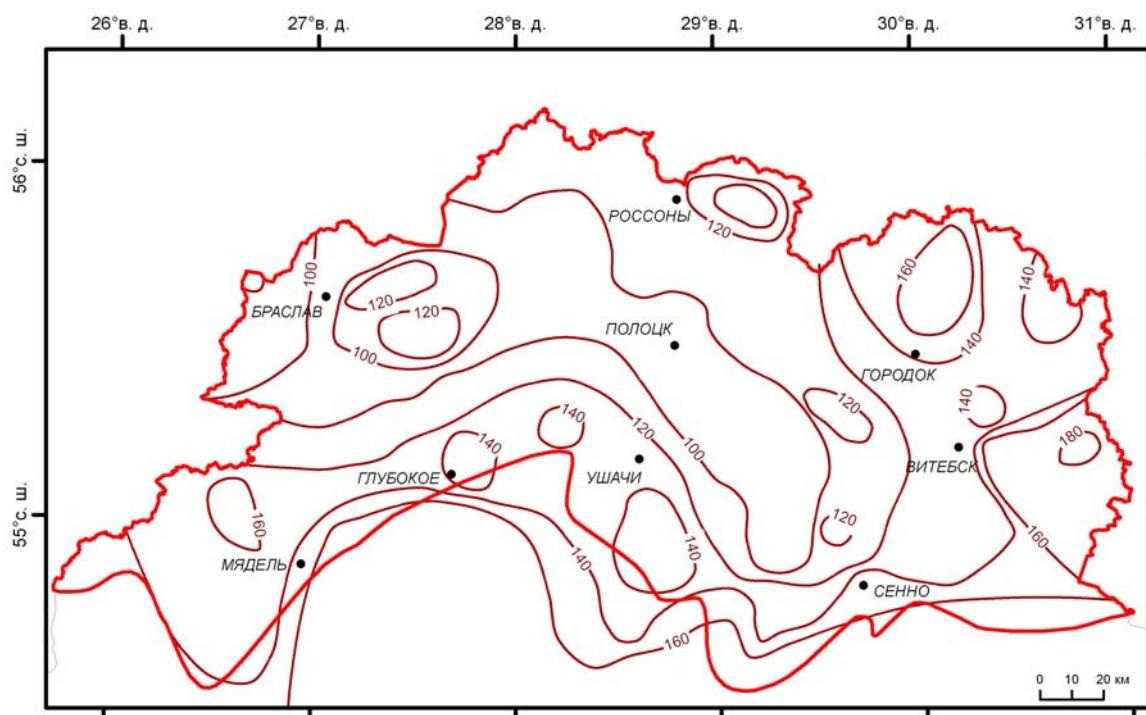


Рис. 1.29. Карта морфоизогипс кровли сожских стадиальных отложений

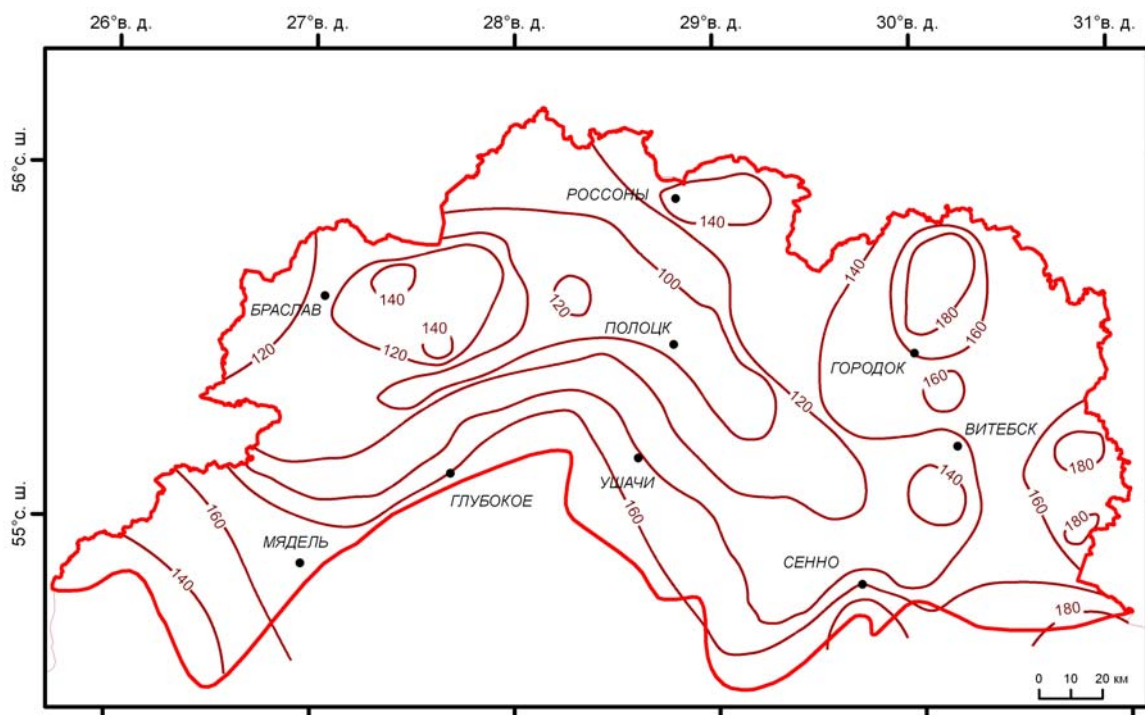


Рис. 1.30. Карта морфоизогипс кровли сожско-поозерских межморенных отложений

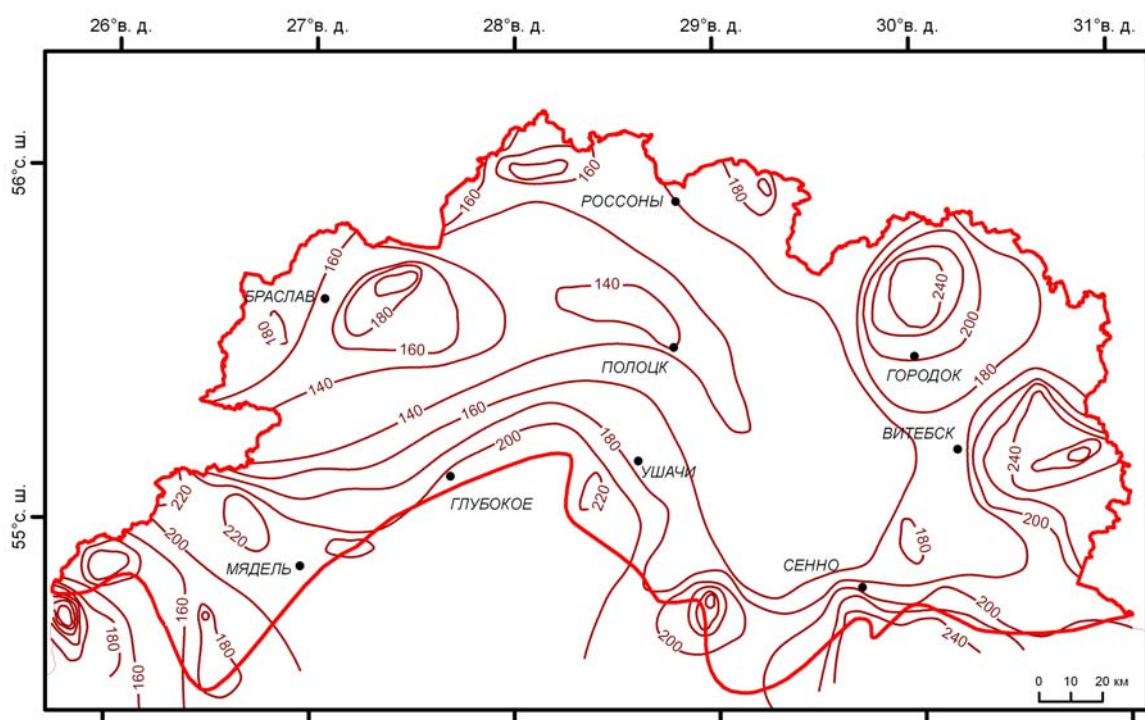


Рис. 1.31. Карта морфоизогипс поверхности современного рельефа (кровли поозерского ледникового горизонта)

Построенные в результате исследований модели структурных поверхностей (растровые каталоги «Геологические растры и grid-модели» и «TIN-модели структурных поверхностей» базы геоданных «Структурно-геоморфологические параметры Белорусского Поозерья») можно использовать для расчета мощностей и объемов горизонтов и подгоризонтов осадочного чехла.

Топографические карты на территорию восточной части зоны разломов Смоланд-Блекинге в масштабе 1 : 50 000 были использованы для создания grid- и 3D-моделей современного рельефа. Поверхность кровли кристаллического фундамента для данного ключевого участка была смоделирована путем вычитания объема четвертичных отложений (по данным Геологической службы Швеции) из 3D-модели современной топографии.

3D-модели структурных поверхностей кровли кристаллического фундамента, слоев осадочного чехла и современного рельефа Белорусского Поозерья, а также ключевых участков Полоцко-Курземской зоны разломов были использованы для определения корреляционной взаимосвязи. *ГИС-модели корреляции между кровлей кристаллического фундамента и слоями осадочного чехла* создавались с помощью специального расширения Spatial. CalCorrCoefbyMovingWindow, написанного для программного ГИС-комплекса ArcView 3.2. Карты корреляции строились по методике «движущегося окна». Для Белорусского Поозерья использовался шаг усреднения 10 км, Полоцкого ключевого участка – 5 км, восточной части зоны разломов Смоланд-Блекинге – 0,5 км.

Особенность данной методики заключается в том, что программа разбивает территорию на равные квадраты. Размер квадратов зависит от шага усреднения (т. е. если шаг усреднения 5, то территория будет разбита на серию квадратов 5×5 км). Далее, согласно коду программы, рассчитывались коэффициенты корреляции (линейная корреляция по методу Парсона) для каждой пары 3D-моделей структурных поверхностей в пределах каждого квадрата. После этого, производилась интерполяция полученных значений коэффициентов корреляции для всей территории ключевого участка (был использован метод сплайн с типом натяжения модуля Spatial Analyst программы ArcGIS 9), позволившая получить ГИС-модели корреляции. Суть построенных ГИС-моделей корреляции заключается в том, что они позволяют количественно определить степень унаследованности структурами осадочного чехла и современным рельефом гипсометрических черт кристаллического фундамента. Коэффициенты корреляции в ГИС-моделях варьируются от 1 до минус 1. Позитивная корреляция между кровлей кристаллического фундамента и одним из слоев осадочного чехла означает прямую взаимосвязь между гипсометрией данных поверх-

ностей, т. е. когда повышение кровли слоя осадочного чехла соответствует повышению кровли фундамента или наоборот, когда понижение кровли слоя осадочного чехла соответствует понижению кровли фундамента. Негативная корреляция означает обратную взаимосвязь между структурными поверхностями, т. е. когда повышение кровли слоя осадочного чехла соответствует понижению кровли фундамента или наоборот, когда понижение кровли слоя осадочного чехла соответствует повышению кровли фундамента (рис. 1.32).

Довольно часто в пределах Восточно-Европейской платформы разломные зоны находят свое отражение в *тополинеаментах* на поверхности современного рельефа. Используя комбинированное визуальное и полуавтоматическое выделение линеаментов в пределах обозначенных ключевых участков, было определено взаимоотношение разломов Полоцко-Курземской и Смоланд-Блекинге зон с тополинеаментами. Для этого были использованы трехмерные поверхности рельефа и цифровые карты рек и озер.

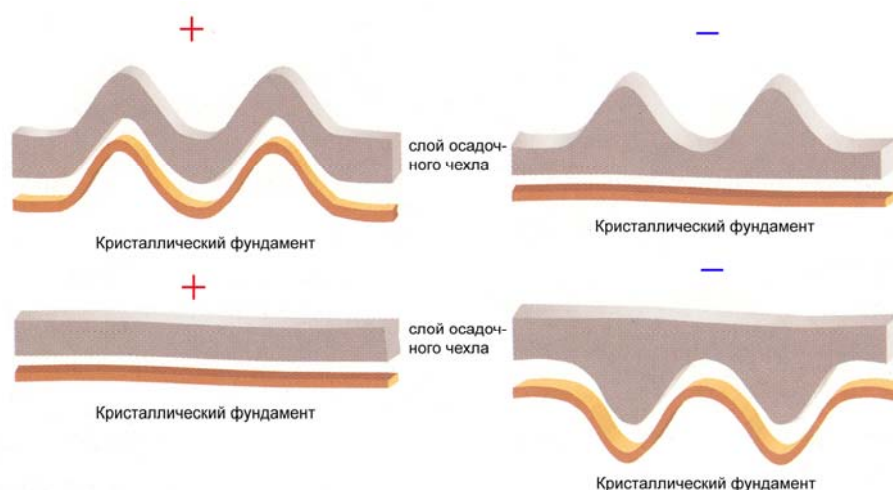


Рис. 1.32. Примеры позитивных и негативных корреляций поверхности кровли кристаллического фундамента и кровли слоя осадочного чехла

В качестве тополинеаментов были идентифицированы спрямленные участки рек и береговой линии озер, линейно вытянутые формы рельефа. Кроме этого, на основе трехмерной поверхности рельефа с помощью модуля Spatial Analyst программы ArcGIS 9 строились специальные карты, такие как отмывка рельефа, уклон и экспозиция склонов. Данные карты позволили выделить дополнительный ряд тополинеаментов в полуавтоматическом режиме. Тополинеаменты, длина которых оказалась более 1 км, интерпретировались как локальные главные, а до 1 км – как локальные второстепенные.

2. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РЕЛЬЕФА БЕЛОРУССКОГО ПООЗЕРЬЯ. МОРФОСТРУКТУРЫ

2.1. Особенности геологического строения территории

Мощность литосферы на территории Белорусского Поозерья составляет от 140 км на востоке до 195 км на западе. В разрезе литосферы по показателям скоростей сейсмических волн выделяется два основных слоя: **земная кора** и **верхняя мантия**, включающая астеносферный слой. Кровлю верхней мантии (подошву земной коры) отражает граница Мохоровичича (Мохо). В пределах Полоцко-Курземской зоны разломов выделяют не одну, а две залегающие на разной глубине поверхности Мохо. Зона между верхней и нижней границами Мохо интерпретируется как слой коромантийной смеси. Мощность земной коры составляет от 48 км (центр, северо-восток, восток) до 51–57 км (юго-восток, юг, юго-запад и северо-восток). Земная кора также расслоена: на профилях сейсмического зондирования выделяют четыре основных слоя: базальтовый, диоритовый, гранитно-метаморфический и осадочный [34, 52].

По данным анализа региональных особенностей гравитационного и магнитного полей (рис. 2.1–2.2) и другим геофизическим данным Р. Г. Гарецкий, В. Н. Астапенко, Г. И. Каратаев [29, 34, 124] выделили в фундаменте территории Белорусского Поозерья три зоны геофизической неоднородности первого порядка, соответствующие крупнейшим геоструктурам земной коры Восточно-Европейского кратона – Фенноскандинавскому и Волго-Уральскому континентальным литосферным сегментам и Центрально-Белорусской зоне сочленения этих сегментов. Эти крупнейшие тектонические элементы внутренней структуры фундамента обособлены друг от друга глубинными разломами мантийного заложения и состоят из крупных блоков, каждому из которых свойственно определенное сочетание геофизических типов земной коры. Г. И. Каратаевым, И. К. Пашкевичем, И. В. Данкевичем и др. [29, 34] выделено семь таких типов, различающихся главным образом мощностью и составом земной коры в целом и ее основных слоев: базальтового, диоритового, гранитно-метаморфического, осадочного, а также периодически встречающегося слоя коромантийной смеси (типы А, В, С, D, E, F, G). Тип А характеризуется преимущественно основным составом пород при общей мощности земной коры более 55 км, В – основным, около 55 км, С – основно-средним, около 50 км, D – преимущественно средним, около 45 км, E – среднекислым, менее 40 км, F – аномальная кора палеорифтовых структур с двумя раницами Мохо и слоем коромантийной смеси, G – аномальная кора шовных зон мощностью 40–55 км.

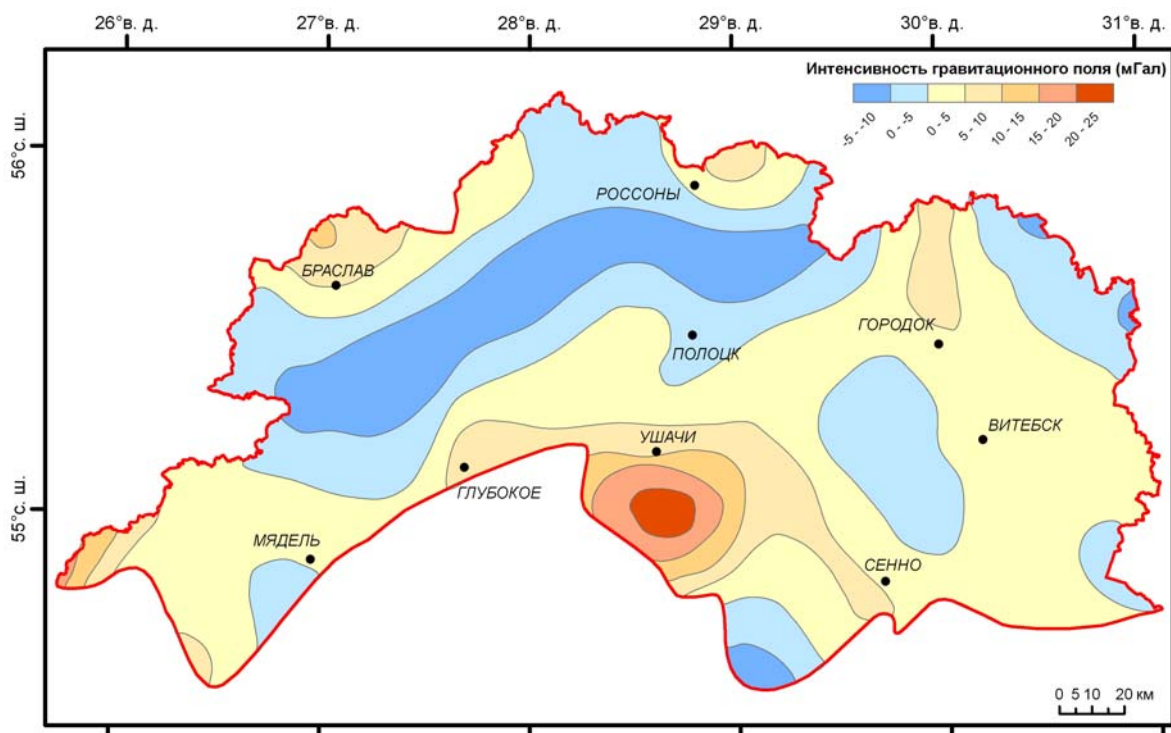


Рис. 2.1. Аномальное поле силы тяжести в пределах Белорусского Поозерья [33, 34, 52, 124]

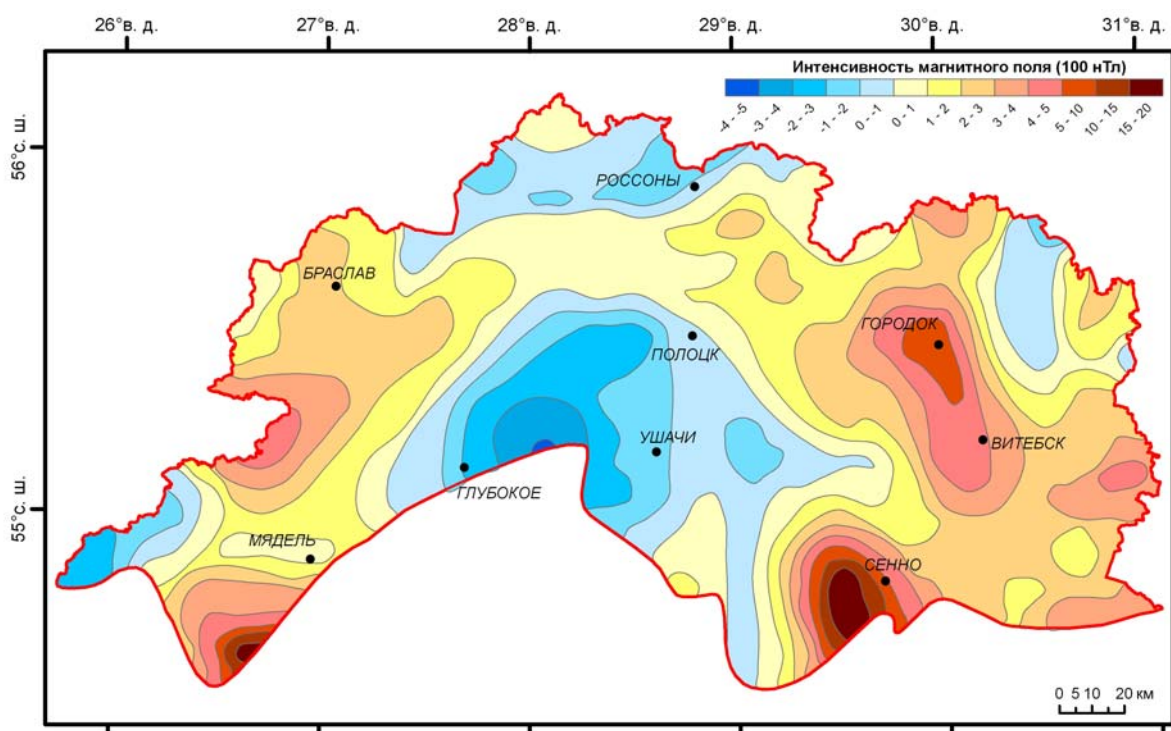


Рис. 2.2. Аномальное геомагнитное поле в пределах Белорусского Поозерья [33, 34, 52, 124]

С учетом приведенной геофизической типизации на территории Белорусского Поозерья выделено 7 крупных *блоков земной коры* (элементов внутренней структуры фундамента), относящихся к одному из перечисленных типов или их сочетаний (рис. 2.3): Браславский (земная кора типа С), Невельский (F), Лепельский (С), Витебский (А), Вильнюсский (А), Минский (CD) и Смоленский (С) [29, 34]. Вильнюсский блок относится к Фенноскандинавскому сегменту, Витебский и Смоленский блоки – к Волго-Уральскому. Центрально-Белорусская зона включает Минский и Лепельский блоки. Браславский и Невельский блоки образуют отчетливо выделяющуюся Полоцко-Курземскую субширотную зону, несогласно секущую упомянутые литосферные сегменты.

Дополнительную информацию о глубинном строении региона дало выполненное Г. И. Каратаевым [34] районирование территории Беларуси по показателям средневзвешенной плотности земной коры. Участки с преобладанием уплотненной земной коры (с плотностью более 2,93–2,95 г/см³) выявлены на юго-западе (северо-западный склон Белорусской антеклизы) и юго-востоке (центральная часть Оршанской впадины), аномально разуплотненная кора (плотность 2,88 г/см³ и менее) свойственна Полоцко-Курземской зоне.

В кристаллическом фундаменте Белорусского Поозерья метаморфические и магматические породы фундамента объединены в два структурно-формационных мегакомплекса: чарнокит-гранулитовый и гранитогнейсовый, каждый из которых отвечает определенной стадии развития земной коры региона [34, 124]. Эти мегакомплексы, в свою очередь, состоят из меньших по объему структурно-вещественных подразделений: комплексов и формаций. По преобладанию пород одного из мегакомплексов в фундаменте выделены гранулитовые и гранитогнейсовые области, состоящие из структурных элементов второго порядка: поясов, зон, массивов и блоков. Элементы внутреннего строения фундамента в общем соответствуют главным геоструктурным элементам литосферы (литосферным сегментам и Центрально-Белорусской зоне их сочленения), выделенным по комплексу геофизических данных.

Гранулитовые области по морфологии и по составу слагающих их гранулитовых комплексов представлены двумя подтипами: линейными (Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс) и субизометричными (Витебский гранулитовый массив) [34, 124].

Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс расположен в западной части Белорусского Поозерья. Пояс имеет чешуйчато-надвиговое строение. Его главными структурными элементами являются гранулитовые блоки и разделяющие их зоны высокотемпературных бластомилонитов. Гранулитовые блоки (с запада на восток: Ивьевский, Кареличский) сложены

породами метабазит-гранулитового комплекса и продуктами их ультра-метаморфической переработки – гранитоидами эндербит-чарнокитового ряда. Зоны бластомилонитов (с запада на восток: Щарская, Дятловская, Ивацевичская) сложены линзокластическими, порфиорокластическими и тонкосланцеватыми бластомилонитами, в той или иной степени гранитизованными, возникшими преимущественно за счет пород эндербит-чарнокитового ряда и ортоклазовых гранитоидов [34, 124].

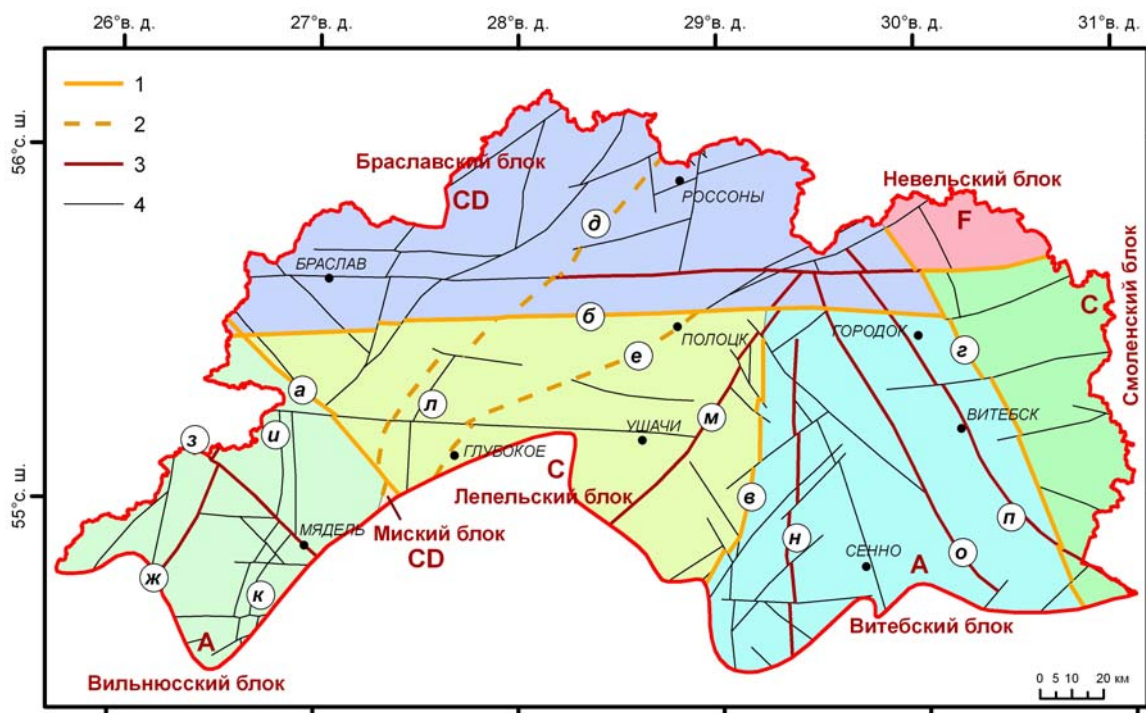


Рис. 2.3. Геофизические блоки земной коры и разломы в пределах Белорусского Поозерья (по данным [29, 33, 34, 124]): *A* – мощность нижнего слоя (*b*) существенно больше мощности среднего (*d*) и верхнего (*g*) слоев ($b \gg d, b \gg g$); значительная мощность земной коры (более 55 км); граница Мохо образует крупную впадину амплитудой около 15 км. *C* – $b \approx d, b \approx g$; мощность земной коры около 50 км; граница Мохо имеет ступенчатый характер, амплитуды до 15 км. *D* – $b < d, b < g$; мощность земной коры около 45 км; граница Мохо субгоризонтальная, пологая, возможны ступени не более 5 км. *CD* – промежуточный тип. *F* – коры со слоем «коромантийной смеси»; $b \approx d, b \approx g$; две границы Мохо (на глубинах 50–53 км (раннего формирования) и 35–40 км (более позднего формирования)). Разломы консолидированной коры: 1 – глубинные мантийного заложения, ограничивающие блоки земной коры с различным геофизическим типом; 2 – глубинные мантийного заложения; 3 – коровые внутриблоковые глубинные; 4 – локальные оперяющие. Буквами обозначены следующие разломы: *а* – Докшицкий; *б* – Неманско-Полоцкий; *в* – Чашниковский; *г* – Руднянский; *д* – Кореличский; *е* – Глубокский; *ж* – Островецкий; *з* – Мядельский; *и* – Дятловский; *к* – Воложинский; *л* – Ивацевичский; *м* – Бегомльский; *н* – Бешенковичский; *о* – Богушевский; *п* – Витебский

Витебский гранулитовый массив расположен в восточной части Белорусского Поозерья. Он имеет треугольную форму и со всех трех сторон ограничен глубинными разломами – Борисовским, Бельничским, Руднянским. В западной части массива прослеживается широкая (10–17 км) меридиональная Чашницкая зона. Она разделяет массив на два блока: меньший, западный – Борисовский (заходит лишь крайней северной частью на территорию Поозерья), и восточный – собственно Витебский, которые сложены разными комплексами пород (пироксеновые кристаллические сланцы и силлиманит-кордиерит-гранит-биотитовые гнейсы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации в пределах Борисовского блока и эпидотсодержащие биотитовые плагиогнейсы, субщелочные лейкограниты и рассланцованные двуслюдяные гнейсы в пределах Витебского блока) [34, 124].

Гранитогнейсовые области на территории Белорусского Поозерья представлены Центрально-Белорусской зоной, которая занимает центральную часть области исследований и разделяет гранулитовые области. На западе Центрально-Белорусская зона отделена от Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса глубинным Кореличским разломом, восточнее которого выделяется Рудмянская шовная зона сложенная породами кальцифир-гнейсового комплекса. Центрально-Белорусская зона имеет сложное внутренне строение. Метаморфические толщи, слагающие ее, смяты в крутые линейные складки и осложнены многочисленными разломами. В пределах контура Полоцкой отрицательной магнитной аномалии предполагается крупный (до 70 км в поперечнике) концентрический-зональный гранитоидный плутон. Кристаллический фундамент Центрально-Белорусской зоны имеет двухъярусное строение: чарнокит-гранулитовый выше сменяет гранитогнейсовый мегакомплекс [34, 124].

Разрывные нарушения играют значительную роль в формировании внутренней структуры фундамента и оказывают существенное влияние на распространение формационных комплексов платформенного чехла. На территории Белорусского Поозерья выделяются несколько систем разломов консолидированной коры, различающихся не только по пространственной ориентировке, но и времени заложения, длительности развития (рис. 2.3). В фундаменте Поозерья преобладающее распространение имеют разломы субмеридионального, северо-восточного, северо-западного и субширотного направлений [29, 33, 34].

Разломы субмеридионального направления укладываются в север-северо-восточную систему, проявленную в Фенноскандинавском сегменте. В Центрально-Белорусской шовной зоне большинство разрывных нарушений также имеют субмеридиональное распространение. К суперрегиональным относится Кореличский доплатформенный разлом мантийного

заложения и надвигового характера, который отделяет Центрально-Белорусскую зону от Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса, а также Ивацевичский разлом, фиксирующий Рудьянскую зону. Региональные глубинные ограничивающие гранулитовые блоки, в большинстве своем являются коровыми [29, 33, 34].

Разломы север-северо-западного направления выделяются преимущественно в Витебском гранулитовом блоке. С северо-востока Витебский блок ограничен крупным Руднянским разломом протяженностью более 250 км. В самом Витебском блоке выделяются крупные Богушевский и Витебский разломы, являющиеся сбросово-надвиговыми. На западе Витебский блок ограничен Чашницким и Бешенковичским разломами, имеющими мантийно-коровое заложение [29, 33, 34].

Среди *разломов северо-восточного направления* в Поозерье наиболее крупным является Минский разлом, который простирается от г. Барановичи до г. Лепель и относится к классу коро-мантийных. К этому же классу относится и Борисовский разлом, с северо-запада обособляющий Борисовский гранулитовый блок. К региональным разломам корового типа данного направления относятся Смоленский и Кохановский в южной части Витебского блока. Вся рассмотренная группа разломов в основном занимает секущее положение по отношению к структурам гранулитовых областей и тесно связана с формированием Центрально-Белорусской сутурной зоны [29, 33, 34].

Разломы северо-западного простирания проявляются в зоне сближенных разрывных нарушений, ограниченной с юго-запада крупными разломами по линии Поставы-Докшицы (Докшицкий разлом), а с северо-востока разломами по линии Миоры-Лепель (Лепельский разлом). Общим для данной разломной зоны является секущий характер разломов по отношению почти ко всем внутренним структурам фундамента [29, 33, 34].

Разломы субширотного направления на территории Белорусского Поозерья объединяются в Полоцко-Курземский пояс разломов [32], являющийся структурой растяжения, сформировавшейся одновременно со всей системой рифейских рифтовых структур Восточно-Европейской платформы (ВЕРП).

В составе платформенного чехла территории Белорусского Поозерья выделяются несколько вертикальных, последовательно сменяющих друг друга в разрезе формационных рядов, каждый из которых имеет свою пространственную тектоническую локализацию и образует отдельный структурный комплекс.

В платформенном чехле Белорусского Поозерья выделяются несколько **типов чехла** (снизу вверх) [29, 34, 55]:

- 1) протоплатформенный, или квазиплатформенный: конец раннего (палео-) протерозоя – мезопротерозой (или ранний рифей), 1,7–1,2 млрд лет;
- 2) катаплатформенный: конец мезопротерозоя – основная часть неопротерозоя (или средний рифей – ранний венд), 1,2–0,65 млрд лет;
- 3) ортоплатформенный: конец неопротерозоя (или ранний венд) – фанерозой.

Протоплатформенный (или квазиплатформенный) тип чехла практически отсутствует на территории Поозерья. В пределах республики он представлен осадочно-вулканогенными породами, выполняющими узкие и короткие грабены и грабен-синклинали или относительно небольшие впадины и депрессии. Квазиплатформенные структуры формировались в условиях кратонизации ВЕП (континент «Балтика») [29].

Катаплатформенные образования подразделены на два структурных комплекса: дальсландский (среднерифейский) и нижнебайкальский (верхнерифейско-нижневендский).

Дальсландский (среднерифейский) комплекс также практически отсутствует на территории Белорусского Поозерья. В пределах республики он представлен вулканогенной, терригенной кварцито-песчаной и терригенной аркозовой кварцевой формациями. На протяжении данного этапа (1350–1050 млн лет) ВЕП (континент «Балтика») входила в состав суперконтинента Родиния [29, 135].

Нижнебайкальский (верхнерифейско-нижневендский) комплекс в Поозерье слагают красноцветная терригенная олигомиктовая формация (руднянская свита полесского горизонта среднерифейской эратемы) и терригенная красноцветная формация (оршанская свита белорусской серии среднерифейской эратемы верхнепротерозойской эонотемы). Завершает разрез покровно-ледниковая красноцветная формация (вильчанская серия вендской системы верхнепротерозойской эонотемы). На нижнебайкальском этапе (поздний рифей – ранний венд, 1050–600 млн лет) около 0,8 млрд лет тому назад произошел раскол суперконтинента Родиния, вследствие чего ВЕП (Балтика), обрела четкое юго-западное обрамление, с которым связано начало формирования субглобальной системы сдвигов и растяжений вдоль зоны Тейссейра-Тронквиста. На территории Поозерья на данном этапе формировался Волыно-Оршанский прогиб (авлакоген), являвшийся одним из трех элементов Волыно-Среднерусской системы прогибов. Субширотным простиранием характеризуется Полоцко-Курземский пояс разломов, наиболее активное формирование которого связано с данным этапом. Пояс является продолжением в западном направлении субширотного Московско-Гжатского и Тверского звеньев полеорифтовой системы [29, 32, 123].

Ортоплатформенный мегаэтап подразделяется на позднебайкальский, каледонский, герцинский и киммерийско-альпийский этапы.

Начало ортоплатформенного (плитного) мегаэтапа западной части ВЕП приурочено к *позднебайкальскому этапу* (волынское время раннего венда – балтийское (томмотское) время раннего кембрия). Важнейшим этапом позднебайкальского развития региона ВЕП явилось становление валынского траппового пояса в рифтовую стадию, предшествующую раскрытию моря Торнквиста в позднем венде – раннем палеозое. Территория Белорусского Поозерья составляла Могилевскую (волынское время) и Полоцкую (валдайское время) впадины. Позднебайкальский комплекс здесь представлен следующими формациями: пестроцветной глинисто-алевролитно-песчаной с пирокластическим материалом (лукомльская свита волынской серии нижнего венда), алевролитно-глинистой с вулканомиктовым материалом (лиозненская свита волынской серии нижнего венда), сероцветной терригенно-глинистой (редкинский и котлинский горизонты валдайской серии верхнего венда), пестроцветной конгломерато-алевролитно-песчаной (волынская серия нижнего венда, редкинский и частично котлинский горизонты валдайской серии верхнего венда), сероцветной песчано-алевролитно-глинистой (котлинский горизонт валдайской серии верхнего венда, ровенский и лонтоваский горизонты томмотского яруса нижнего кембрия) [24, 29].

Геодинамика *каледонского этапа* развития связана с процессами растяжения и сжатия, вызванными открытием и закрытием палеоокеана Япетус, располагавшегося вдоль северо-западной окраины ВЕП. В пределах Белорусского Поозерья в мелководных условиях (краевая зона морского бассейна) накапливались отложения глинисто-песчаной (буйковская свита свирского горизонта среднего кембрия) и глинисто-карбонатной формаций (нижний ордовик: отложения аренигского яруса (лээтсеская, мядельская и пиворская свиты) и нижней половины лланвирнского яруса (твярячюская свита); средний ордовик: породы лланвирнского (миорская и каштайская свиты) и карадокского (кряуноская, ричанская, вангиш-кинская, сморгонская и струстовская свиты) ярусов; верхний ордовик: ашгиллский ярус (нарочанская, сведасайская, друяская и таученская свиты); нижний силур: швенченская свита лландоверийского яруса и яченская свита венлокского яруса) [29, 34, 136].

Герцинский комплекс на территории Белорусского Поозерья слагают сульфатно-карбонатно-терригенная сероцветная (витебская свита, сменяемая на территории Латвийской седловины древятской свитой эмского яруса нижнего девона; адровский, городокский, костюковичский (костюковичская и браславская свиты) горизонты эйфельского яруса среднего

девона), терригенная пестроцветная (полоцкий и хотимский горизонты живетского яруса среднего девона, желонский горизонт нижнего подъяруса франского яруса верхнего девона) формации эмско-нижнефранского подэтажа и карбонатная морская сероцветная формация (саргаевская свита саргаевского надгоризонта нижнего подъяруса, богушевская свита семилукского надгоризонта среднего подъяруса франского яруса верхнего девона) среднефранского структурного подэтажа эмско-среднефранского структурного этажа. Формации данного структурного этажа накопились в стадию ранней синеклизы в условиях спокойного и слабо дифференцированного погружения. Верхнефранско-фаменский структурный этаж представлен сульфатно-карбонатной сероцветной формацией (породы нерасчлененного речицко-воронежского горизонта (якубовщинская свита), а также на самом юго-востоке Белорусского Поозерья нерасчлененные кустовицко-анисимовские и сколодинско-чернинские отложения евлановского надгоризонта верхнего подъяруса франского яруса верхнего девона) речицко-евлановского структурного подэтажа [34, 130].

Киммерийско-альпийский комплекс на территории Белорусского Поозерья представлен одним, последним из трех выделяемых в данном комплексе на территории Беларуси структурным этажем – плиоцен-антропогеновым (альпийский). Структурный этаж включает в Поозерье отложения одной формации – обломочно-терригенной ледниковой (средний – верхний плейстоцен). Накопление отложений данной формации было обусловлено влиянием на ход геологических и неотектонических процессов ледниковых покровов, полностью либо частично покрывавших площадь Белорусского Поозерья. Начало образования ледниковой формации относится к нижней границе среднего плейстоцена (около 0,85 млн лет). С этого рубежа отмечаются присутствие в породах скандинавского обломочного материала, карбонатность и облессованность озерных отложений, резкое изменение состава растительности в связи со значительными климатическими колебаниями и появление перигляциальной зоны. Накопление рассматриваемой формации завершилось во время последнего (поозерского) оледенения (0,1–0,01 млн лет). В состав формации входят среднеплейстоценовые наревский ледниковый, беловежский межледниковый, березинский ледниковый, александрийский межледниковый и припятский ледниковый (сожский и днепровский подгоризонты) горизонты, а также верхнеплейстоценовые муравинский межледниковый и поозерский ледниковый горизонты [29, 34].

Территория Белорусского Поозерья расположена на западе Русской плиты Восточно-Европейской платформы. Фундамент здесь залегает на различных глубинах и полностью перекрыт породами осадочного чехла.

Важнейшей структурной поверхностью, положение которой определяет современную тектонику, является граница чехла и фундамента. Согласно современным представлениям, по глубинам залегания поверхности кристаллических пород на территории Поозерья выделяются следующие **структурные элементы кристаллического фундамента** [31–34, 55, 123, 129]: Белорусская антеклиза, Латвийская седловина, Балтийская синеклиза, Оршанская впадина (рис. 2.4).



Рис. 2.4. Поверхность кровли кристаллического фундамента (по данным [32, 34, 52, 55])

Юго-западную часть физико-географической провинции занимает *Белорусская антеклиза* – тектоническая структура с высоким залеганием фундамента. Поозерье расположено на северной ее периклинали – Вилейском погребенном выступе. В пределах выступа поверхность фундамента сужается и погружается в северном направлении от минус 0,2 до минус 0,7 км и глубже. Антеклиза формировалась как остаточная положительная структура в результате разновременного прогибания сопредельных отрицательных структур: Оршанской впадины на востоке (раннебайкальский этап), Балтийской синеклизы и Подляско-Брестской впадины на западе (каледонский этап), Припятского прогиба на юго-востоке (герцинский этап). Поэтому в сводовой части антеклизы на породах фундамента залегают четвертичные отложения, а на склонах (в Белорусском Поозерье)

появляются более древние палеозойские и верхнепротерозойские образования, выполняющие сопредельные с антеклизой отрицательные структуры [34].

Латвийская седловина заходит в северную и северо-западную часть Белорусского Поозерья. По поверхности фундамента седловина имеет меридиональное простирание. В ее осевой части фундамент залегает на отметках минус 0,6 км на юге и минус 0,9 км на севере и погружается к западу в сторону Балтийской синеклизы до минус 0,7 км и более и на восток в сторону Велижской седловины и Торопецко-Вяземского прогиба до минус 1,4 км и воздымается к югу в сторону Белорусской антеклизы до минус 0,4 – минус 0,5 км. Платформенный чехол сложен преимущественно отложениями девонской и четвертичной систем [34].

Балтийская синеклиза захватывает крайний запад Белорусского Поозерья, однако по поводу проведения границ с окружающими ее структурами мнения исследователей расходятся. Большинство прибалтийских геологов выделяют синеклизу в контуре изогипсы минус 0,5 км по поверхности фундамента. Существует мнение, что граница между синеклизой и Латвийской седловиной проходит по изогипсам минус 0,9 км. Фундамент в пределах Белорусского Поозерья погружается к северо-западу от минус 0,5 до минус 0,6 км. Синеклиза представляет собой крупный структурный залив субширотного простирания, замыкающийся на востоке и открывающийся на западе к линии Тейссейра-Торнквиста. Она входит в состав Балтийско-Приднепровской системы перикратонных опусканий [136]. Разрез осадочной толщи представлен отложениями всех систем разной стратиграфической полноты, которые образуют верхнебайкальский, каледонский, герцинский, киммерийско-альпийский структурные комплексы, причем наиболее мощные и полные толщи относятся к каледонскому комплексу (более 3,0 км) [34].

Оршанская впадина занимает восточную часть Белорусского Поозерья. В региональном плане в ее пределах наблюдается постепенное погружение фундамента на север-северо-восток от отметок минус 0,8 – минус 0,9 км до минус 1,3 – минус 1,7 км. Оршанская впадина Центрально-Оршанским горстом разделяется на две мульды: Могилевскую и Витебскую. Последняя расположена на территории Поозерья и представляет собой овальную, слегка ассиметричную структуру субмеридионального простирания. Максимальная величина погружения фундамента в осевой части мульды достигает минус 1672 м. Оршанская впадина, являющаяся остаточной структурой, унаследованной от Волынского-Оршанского рифейско-ранневендского палеопргиба. Структурный план поверхности фундамента наследуется только рифейско-нижневендскими (доплитными) отложениями нижнебайкальского структурного комплекса, однако, в отложениях

верхнебайкальского структурного комплекса Оршанская впадина в качестве самостоятельной структуры уже не выделяется и ее территория становится юго-западным склоном Московской синеклизы. Верхнебайкальский структурный план в общих чертах наследуют девонские отложения герцинского комплекса (рис. 2.5). Выше с резким угловым несогласием залегают отложения киммерийско-альпийского комплекса, образующие новую, наложенную по отношению к более древним формам структуру, наклоненную к югу, – Восточно-Белорусскую моноклираль [34].

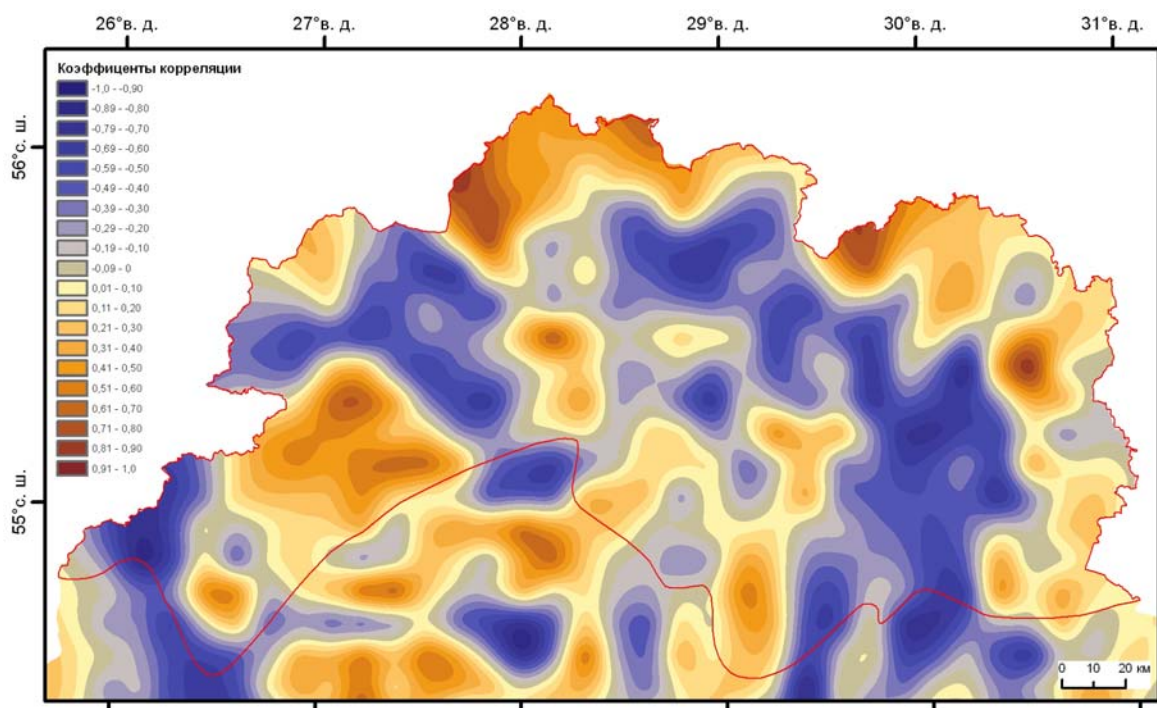


Рис. 2.5. Коэффициенты корреляции между поверхностью кровли кристаллического фундамента и дочетвертичных отложений

В платформенном чехле Белорусского Поозерья выделены отложения среднерифейской эратемы и вендской системы верхнепротерозойской эратемы, кембрийской, ордовикской, силурской и девонской системами палеозойской эратемы четвертичной системы кайнозойской эратемы [34].

Рифейские отложения распространены на большей части Белорусского Поозерья и приурочены к Волыно-Оршанскому палеопрогибу (авлакогену) [29, 34, 55]. Осадочный чехол слагают породы белорусской серии: песчаные и глинисто-алевролитопесчаные толщи (мощностью до 300 м) руднянской свиты полесского горизонта и покрывающие их красноцветные песчаные толщи (мощностью до 620 м) оршанской свиты [34, 125].

Вендский осадочный комплекс состоит из тиллитов, песчаных и алевроито-глинистых пород (мощностью до 500 м) вильчанской серии, перекрывающих их туфогенно-осадочных образований лукомльской свиты и вулканомиктово-осадочных пород лиозненской свиты волынской серии (мощностью до 8 м) нижнего венда, а также осадочных пород (мощность до 300 м) редкинско-го и котлинского горизонтов валдайской серии верхнего венда [34, 127].

Накопление платформенных осадков в кембрии, ордовике и силуре связано с развитием Балтийского морского бассейна [136]. Отложения данных систем палеозойской эратемы распространены преимущественно на северо-западе Белорусского Поозерья. **Кембрийские** отложения представлены песчаниками, алевролитами, доломитами и глинами рудаминской свиты (до 39 м) балтийской серии ровенского горизонта и глинами, песчаниками, алевролитами и гравелитами (до 119 м) лонтоваской свиты балтийской серии лонтоваского горизонта нижнего кембрия, а также песчаниками (до 11 м) буйковской свиты свирского горизонта среднего кембрия [34, 128].

Отложения нижнего **ордовика** имеют мощность до 12 м и включают отложения аренигского яруса (лээтсеская, мядельская и пиворская свиты) и нижней половины лланвирнского яруса (твярячюская свита). Нижняя часть аренигского яруса сложена кварцево-глауконитовыми песчаниками, алевролитовыми глинами, известняками, доломитами и мергелями. Верхняя часть аренигского яруса и низы лланвирнского яруса сложены мергелями с прослоями известняков. Отложения среднего ордовика (до 71 м) включают верхнюю часть лланвирнского яруса (миорская и каштайская свиты) и карадокский ярус (кряуноская, ричанская, вангишкинская, сморгонская и струтовская свиты). Верхняя часть лланвирнского яруса сложена известняками, а карадокский ярус представлен известняками, мергелями, реже доломитами и глинами. Отложения верхнего ордовика (до 74 м) выделены в составе ашгиллского яруса (нарочанская, сведасайская, друяская и таученская свиты), который сложен преимущественно известняками с маломощными прослоями мергеля [34, 131].

На территории Белорусского Поозерья распространены лишь отложения нижнего **силура**. Они здесь представлены мергелями и глинами швенченской свиты (до 20 м) лландоверийского яруса и доломитами, доломитовыми мергелями яченской свитой венлокского яруса (до 80 м) [34, 132].

Девонские образования практически повсеместно распространены на территории Белорусского Поозерья и представлены отложениями всех трех отделов. Отложения нижнего девона представлены породами эмского яруса. Данный ярус слагают доломиты, мергели, глины и песчаники ви-

тебской свиты (до 40 м), сменяемые на территории Латвийской седловины песчаниками и глинами древятской свиты (до 37 м). Среднедевонские отложения представлены доломитами, реже известняками адровского (до 4–15 м), глинисто-сульфатно-карбонатными породами освейского (5–30 м), доломитово-мергелевыми породами городокского (20–40 м), карбонатно-глинистыми породами костюковичского (до 35 м) (костюковичская и бра-славская свиты) горизонтов эйфельского яруса, а также песчаниками, алевролитами и пестроцветными глинами полоцкого (до 130 м) и хотимского (0–36 м) горизонтов живетского яруса. Отложения верхнего девона представлены образованиями франского яруса. Нижний подъярус на территории Белорусского Поозерья включает отложения желонского горизонта (желонская свита, мощностью до 40 м, представлена преимущественно глинами, мергелями и доломитами) и саргаевского надгоризонта (саргаевская свита, мощностью до 36 м, представлена преимущественно доломитами и известняками). Средний подъярус соответствует семилукскому надгоризонту (богушевская свита, мощностью 7–41 м, представлена доломитизированными известняками и кавернозными доломитами). Верхний подъярус слагают породы нерасчлененного речицко-воронежского горизонта (якубовщинская свита, мощностью до 10 м, сложенная переслаиванием алевролитов, глин и опесчаненных мергелей), а также на самом юго-востоке Белорусского Поозерья нерасчлененные кустовицко-анисимовские и сколодинско-чернинские карбонатно-глинистые отложения евлановского надгоризонта [34, 130].

На карте кровли дочетвертичных отложений территории исследований (рис. 2.6), приуроченной к Вилейскому погребенному выступу, выходят в основном отложения девона. На западном склоне (Прибалтийская моноклиналь) локально появляются нижнепалеозойские породы: кембрийские, ордовикские и силурские. Здесь эти образования закономерно сменяют друг друга и погружаются в сторону Балтийской синеклизы. Для осевой и восточной части Вилейского погребенного выступа и юга Латвийской седловины характерна последовательная смена среднедевонских отложений эйфельского и живетского ярусов более молодыми отложениями франкского яруса с юго-запада на северо-восток. В пределах Оршанской впадины падение слоев отклоняется к востоку, и в том же направлении выступают все более молодые дочетвертичные образования. Породы в кровле дочетвертичных отложений формируют карбонатный и терригенный комплексы. Карбонатный представлен, как правило, органическими известняками, мергелями, доломитами, доломитовыми мергелями мелом. Терригенный – преимущественно песчаниками, алевролитами и глинами [34, 52, 53]. В рельефе кровли дочетвертичных отложе-

ний выделяются три погребенные макроформы – Восточно-Белорусское плато, Центрально-Белорусская равнина и Северо-Белорусская низина [53], разграниченные изогипсами 100 и 60 м над уровнем моря. Характерной чертой данной поверхности является широкое распространение ледниковых ложбин, приуроченных к Видзовскому и Полоцко-Чашникскому региональным понижениям [41-43].

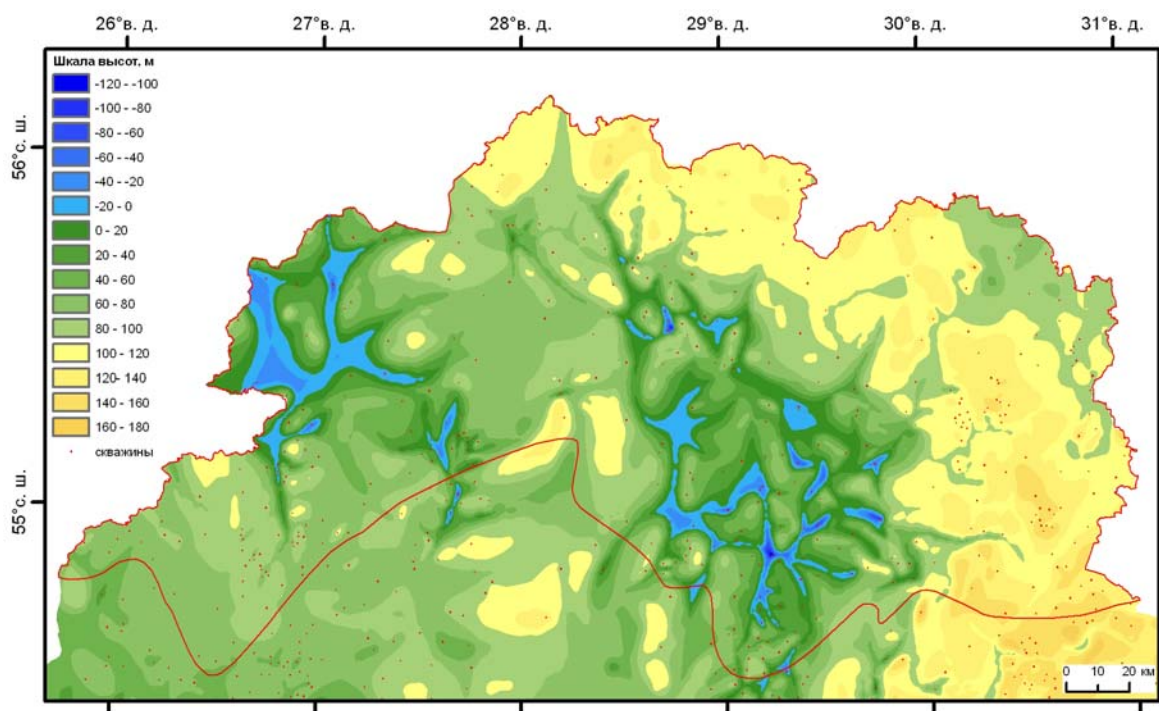


Рис. 2.6. Поверхность кровли дочетвертичных отложений (интерполяция по данным скважин [91])

Верхнюю часть осадочного чехла Поозерья составляют отложения **четвертичной** системы кайнозойской эратемы. Данный комплекс образован в основном ледниково-экзарационной и ледниково-аккумулятивной деятельностью плейстоценовых оледенений. Максимальная мощность четвертичных отложений составляет 294 метра (Глубокская палеоложбина) [42, 53, 91, 137]. На территории Поозерья выделены шесть горизонтов среднего звена, два – верхнего и один современного.

Среднеплейстоценовые отложения представлены брестским предледниковым надгоризонтом, а также наревским ледниковым, беловежским межледниковым, березинским ледниковым, александрийским межледниковым и припятским ледниковым горизонтами.

Наиболее древние отложения на территории Поозерья, относящиеся к брестскому надгоризонту, имеют ограниченное распространение к югу

от девонского поля в мелкоконтурных ареалах. Представлены они аллювиальными, озерными и озерно-аллювиальными накоплениями [34, 42, 138].

Отложения наревского ледникового горизонта представлены слоями оновной морены и водно-ледниковыми отложениями, сохранившимися лишь в виде небольших фрагментов в Видзовской, Браславской, Поставской, Глубокской и Карпиничской палеоложбинах [42]. Мощность их варьируется в пределах от 2 до 65 м. В наревской морене часто встречаются отторженцы подстилающих дочетвертичных пород, что свидетельствует об огромной экзарационной работе ледника, который выдавливал и деформировал, а иногда разрывал подстилающие слои. Поверхности кровли наревских моренных и наревско-березинских межморенных отложений по основным гипсометрическим чертам практически полностью повторяют поверхность кровли дочетвертичных отложений (рис. 2.7–2.8).

Отложения беловежского межледникового горизонта встречаются лишь в единичных разрезах в пределах палеоложбин и представлены озерными и озерно-болотными образованиями мощностью до 26 м [42]. Отложения данного времени, так же как и наревские, были практически полностью эродированы последующими ледниковыми покровами [34, 91].

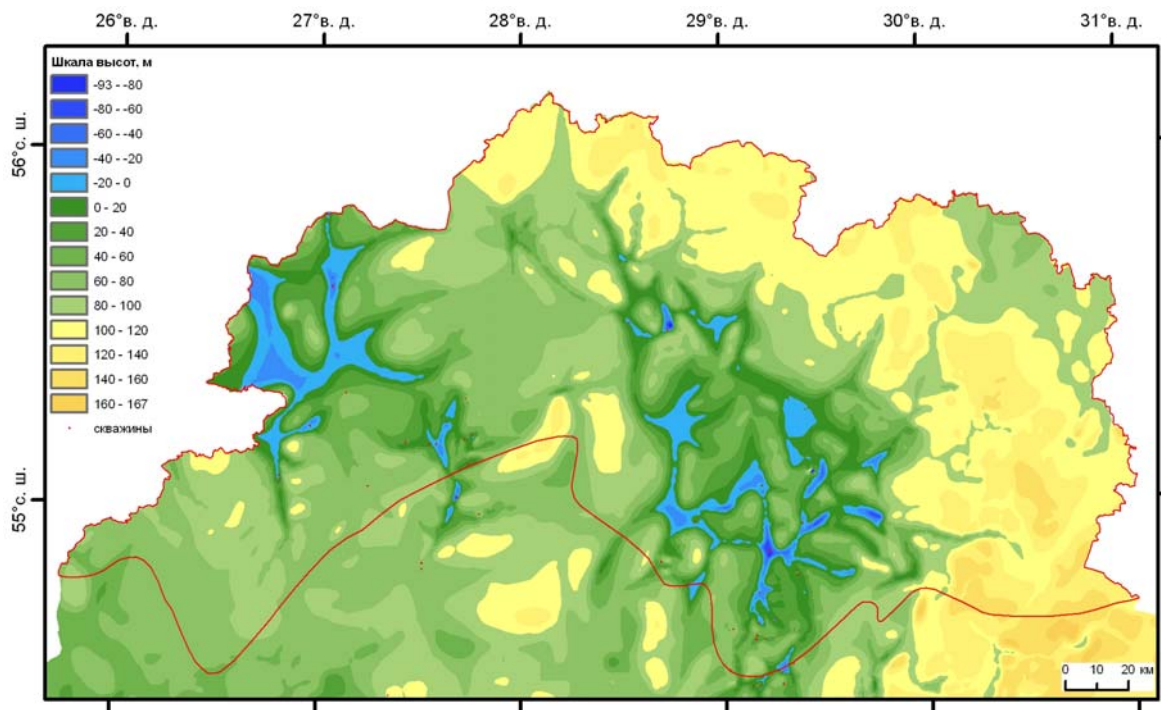


Рис. 2.7. Поверхность кровли наревских моренных отложений (интерполяция по данным скважин [91])

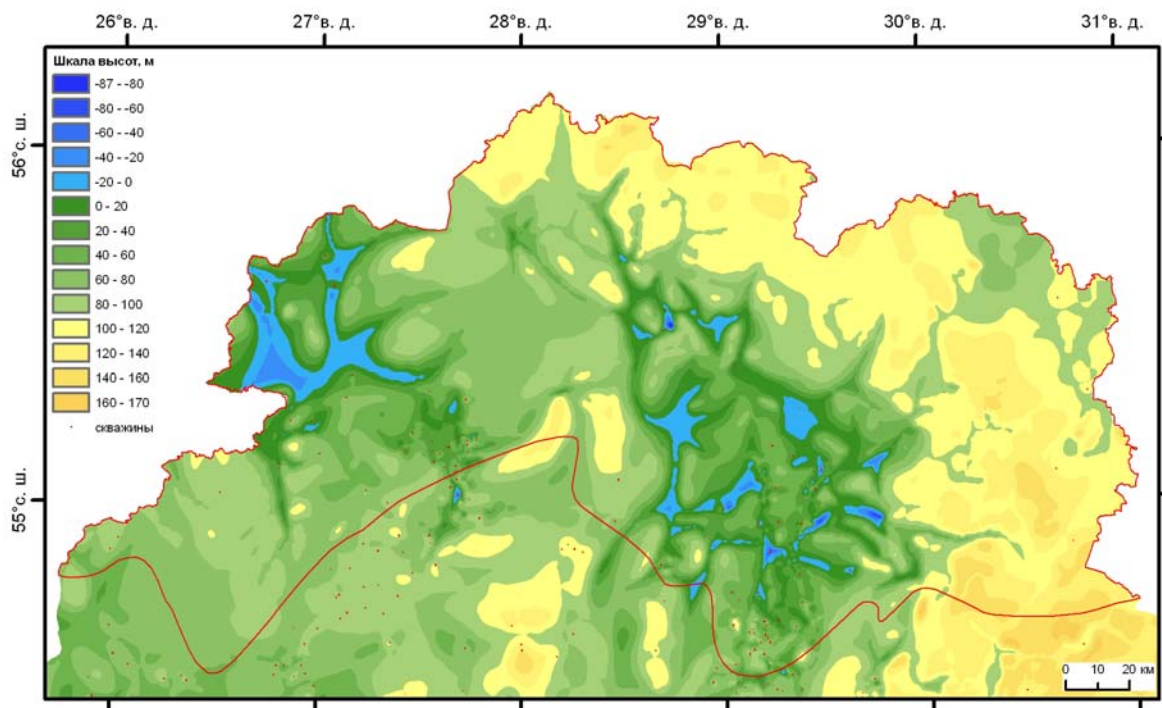


Рис. 2.8. Поверхность кровли наревско-березинских межморенных отложений (интерполяция по данным скважин [91])

Комплекс отложений березинского ледникового горизонта представлен озерно-ледниковыми, моренными и водно-ледниковыми накоплениями, суммарная мощность которых местами достигает 155 м [34, 91]. Озерно-ледниковый комплекс представлен глинисто-алеврито-песчаными отложениями. Морена, состоящая преимущественно из валунных супесей, содержит отторженцы дочетвертичных пород. В составе березинских надморенных водно-ледниковых осадков преобладает песок и песчано-гравийный материал [42]. Отложения александрийского межледникового (пески, гумусированные супеси) накапливались в понижениях палеорельефа. Общий структурный план кровли дочетвертичных, наревских и наревско-березинских отложений сохранился и в поверхностях кровли березинских моренных и березинско-днепровских межморенных отложений, однако по гипсометрическим отметкам прослеживается заполнение Видзовского и Полоцко-Чашникского региональных понижений (рис. 2.9, 2.10).

В составе отложений александрийского межледникового горизонта участвуют аллювиальные, озерные и болотные осадки, представленные песками, глинами, диатомитами, мергелями и торфом. Мощность александрийских осадков достигает в Белорусском Поозерье 27 м [42]. Столь значительные мощности отложений для межледникового горизонта возникли в силу большой продолжительности межледникового.

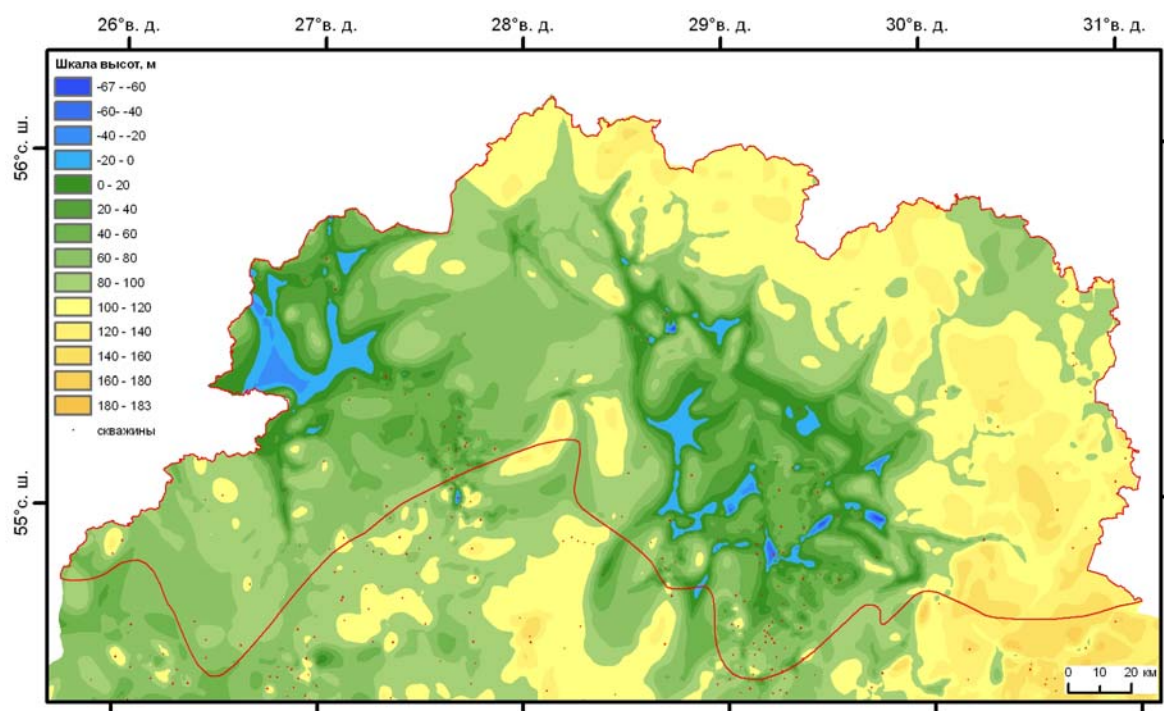


Рис. 2.9. Поверхность кровли березинских моренных отложений (интерполяция по данным скважин [91])

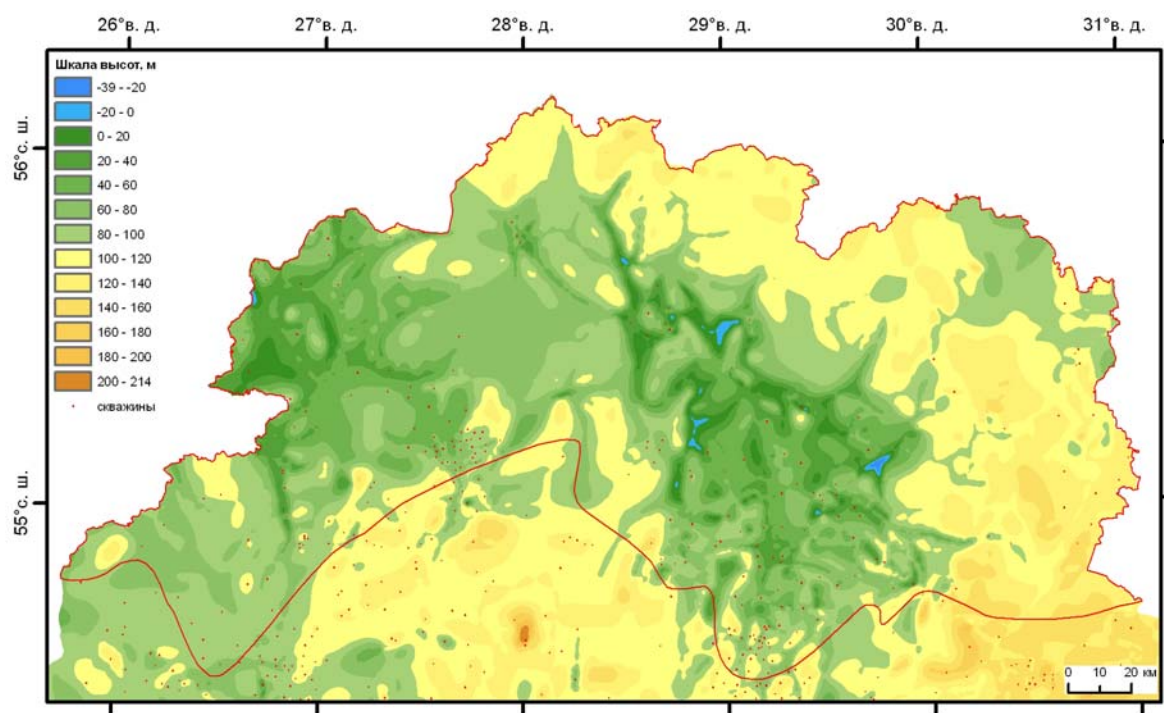


Рис. 2.10. Поверхность кровли березинско-днепровских межморенных отложений (интерполяция по данным скважин [91])

Припятский ледниковый горизонт в пределах Белорусского Поозерья развит повсеместно и составляет от половины до двух третей мощности четвертичных образований данной территории. В припятском горизонте выделяют два основных стадияльных подгоризонта: днепровский и сожский [138]. Мощности отложений днепровского стадияльного подгоризонта варьируют в пределах от 10 до 89 м. Нижнюю часть днепровской толщи образуют предледниковые аккумуляции (ленточные алевриты, глины, водно-ледниковые пески). Выше залегает основная морена, представленная моренными супесями и суглинками с включением гравия, гальки и валунов [42]. На поверхности днепровской морены часто залегают пески, переходящие в озерно-ледниковые алевриты и глины фазы отступления ледникового покрова [34, 91]. В рельефе кровли днепровских моренных отложений древние палеоложбины менее глубокие и морфологически слабо выражены (рис. 2.11).

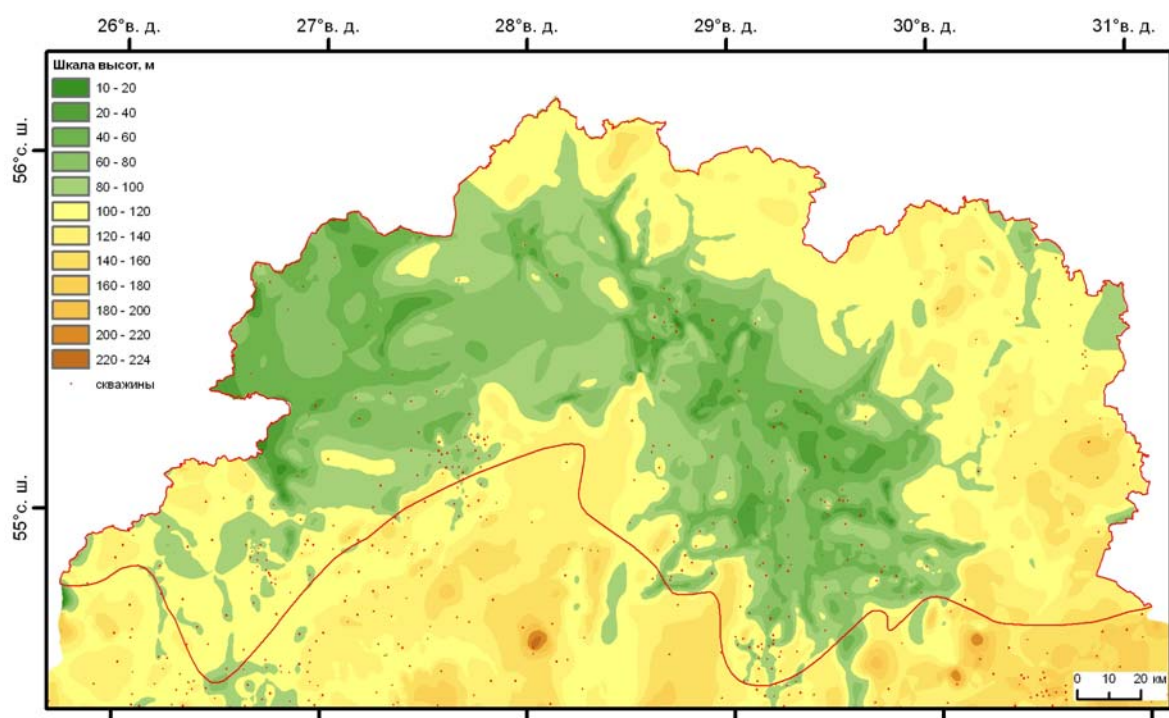


Рис. 2.11. Поверхность кровли днепровских моренных отложений (интерполяция по данным скважин [91])

Промежуточное положение в разрезе припятского надгоризонта занимают нерасчлененные днепровско-сожские отложения, залегающие между моренами. Их накопление, начавшееся при отступлении льдов днепровской стадии, завершилось во время сожской трансгрессии [42, 91]. Днепровско-сожский интерстадияльный подгоризонт распространен на

территории Белорусского Поозерья достаточно ограниченно и представлен флювиогляциальными отложениями эпохи отступления днепровской стадии и наступания сожской стадии припятского ледника (рис. 2.12).

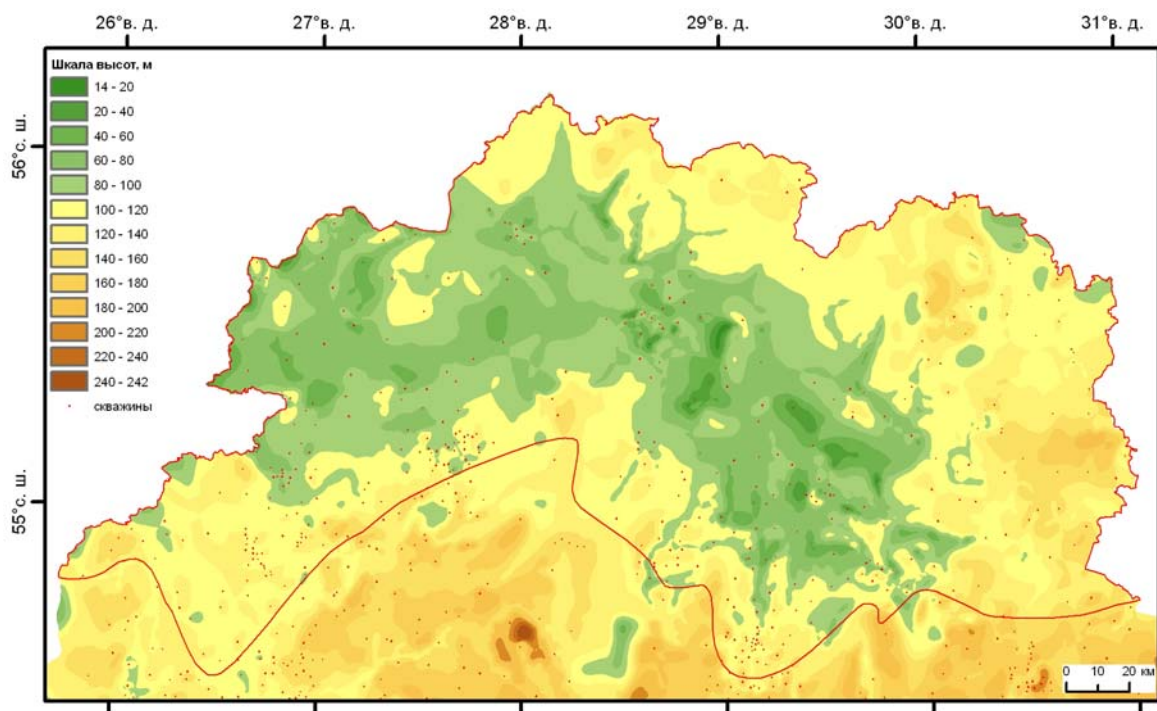


Рис. 2.12. Поверхность кровли днепровско-сожских межморенных отложений (интерполяция по данным скважин [91])

В среднем, мощность сожского стадияльного подгоризонта составляет в пределах Поозерья 35–60 м, а самые большие мощности (60–185 м) приурочены к сожским рытвинам в Видзовской, Верхнедвинской, Поставской, Глубокской, Полоцкой и Лепельской палеоложбинах [42]. Нижнюю часть сожского подгоризонта образуют предледниковые аккумуляции (слоистый алевроит и глина или алевроит и песок). Сожская морена сложена грубыми моренными супесями, реже суглинками, обогащена отторженцами. Надморенные отложения представлены флювиогляциальными и лимногляциальными аккумуляциями [42]. Основным результатом сожского стадияла в пределах Белорусского Поозерья является формирование основных элементов современного гипсометрического плана территории (рис. 2.13, 2.14).

В составе *верхнеплейстоценового звена* выделяют два горизонта, отложения которых формировались в диаметрально противоположных условиях: самого теплого межледниковья и самого холодного оледенения [138]. Характеризуемые отложения практически повсеместно завершают

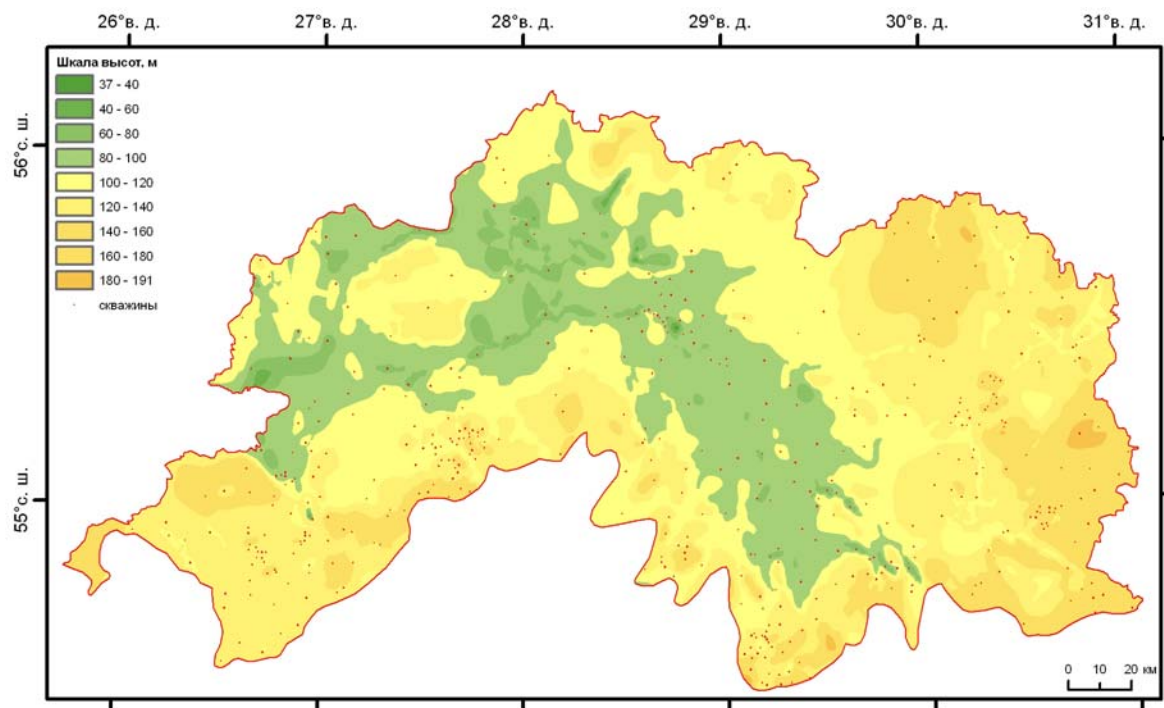


Рис. 2.13. Поверхность кровли сожских моренных отложений (интерполяция по данным скважин [91])

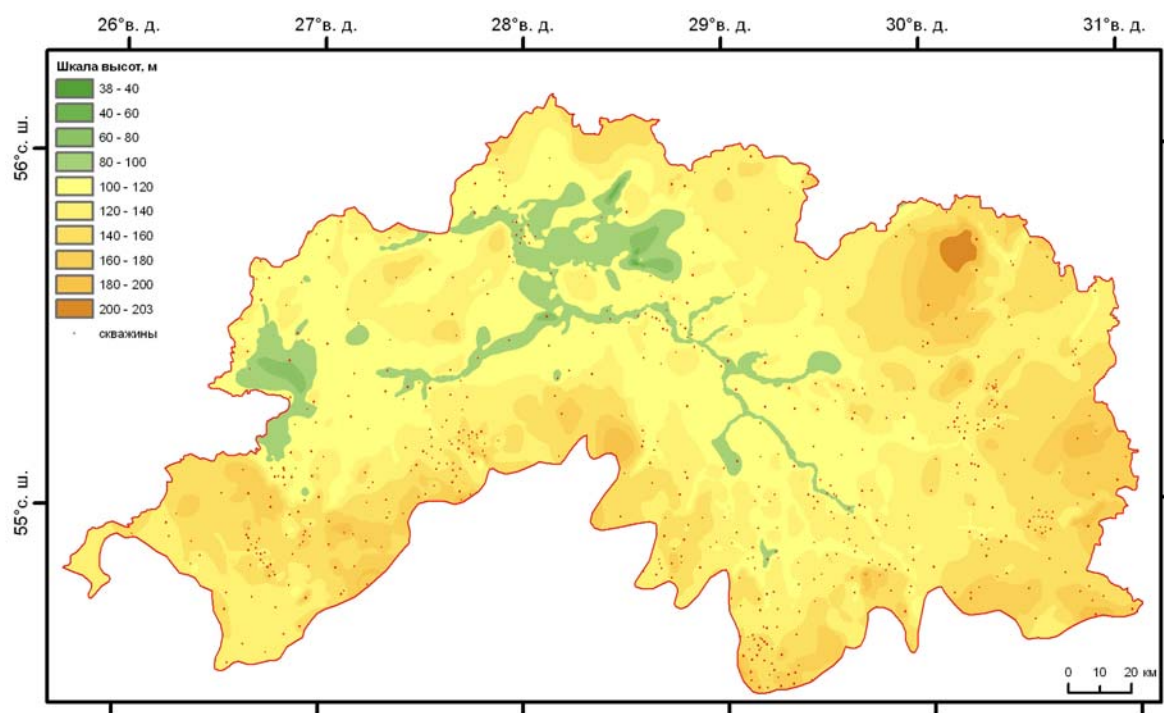


Рис. 2.14. Поверхность кровли сожско-поозерских межморенных отложений (интерполяция по данным скважин [91])

разрез четвертичной толщи Белорусского Поозерья, местами перекрывающаяся маломощным слоем голоценовых образований.

Отложения муравинского межледникового горизонта представлены озерными глинами, гиттиями и мергелями, болотными торфами, аллювиальными песками и прочими образованиями. Формирование таких осадков происходило в основном в низинах. Мощность муравинских накоплений обычно составляет 2–3 м, иногда возрастая до 5 м, а изредка даже до 20 м [34, 42].

Поозерский ледниковый горизонт сформировался в отрезок времени от 95 тыс. до 10,3 тыс. л.н. Ледник покрывал только Поозерскую физико-географическую провинцию [34, 42, 51, 59, 86, 91, 139]. Занимая приповерхностное положение, данные отложения определяют главные особенности рельефа Поозерья. В среднем мощность поозерских отложений составляет 20–30 м при максимальных значениях 60–90 м.

Нижнепоозерские отложения представлены озерными и аллювиальными аккумуляциями. Среднепоозерские образования состоят из конечно-моренных, моренных, а также водно-ледниковых и озерно-ледниковых отложений. Поозерским моренам, в отличие от более древних, свойственны следующие особенности: небольшая мощность, малое содержание отторженцев дочетвертичных пород, яркая окраска. Сложены они валунами супесями и суглинками бурого, красно-бурого цвета, иногда с малиновым оттенком, с прослоями, линзами и карманами песков разнотерристых, нередко глинистых, с галькой и валунами [34, 42]. Отложения морен нарушены трещинами кливажа и мелкоамплитудными сбросами. При деградации ледника сформировались классически выраженные в рельефе конечно-моренные гряды и в целом комплексы краевых ледниковых образований Белорусского Поозерья. Отложения времени отступления поозерского покрова в большинстве своем представлены флювиогляциальными осадками. Так, к краевым ледниковым образованиям приурочены камовые и озовые пески и галечно-гравийно-песчаные породы, отличающиеся горизонтальной или косой слоистостью и наличием моренной покрывки. Параллельно ледниковому фронту накапливались зандровые пески. Крупные массивы лимногляциальных ленточных глин шоколадного цвета и палевых алевроитов сосредоточены в пределах Полоцкой, Суражской, Лучосинской и Дисненской низинах. На этих территориях при отступлении ледника формировались приледниковые озера гигантских размеров, поскольку на севере незыблемой плотиной стоял ледник, а на юге сток талым и речным водам преграждали пояса краевых образований. Верхнепоозерские отложения представлены аллювиальными, озерными и болотными образованиями [42]. Поверхность кровли поозерско-

го ледникового горизонта оказалась в определенной степени предопределенной характером кровли дочетвертичных отложений (рис. 2.15).

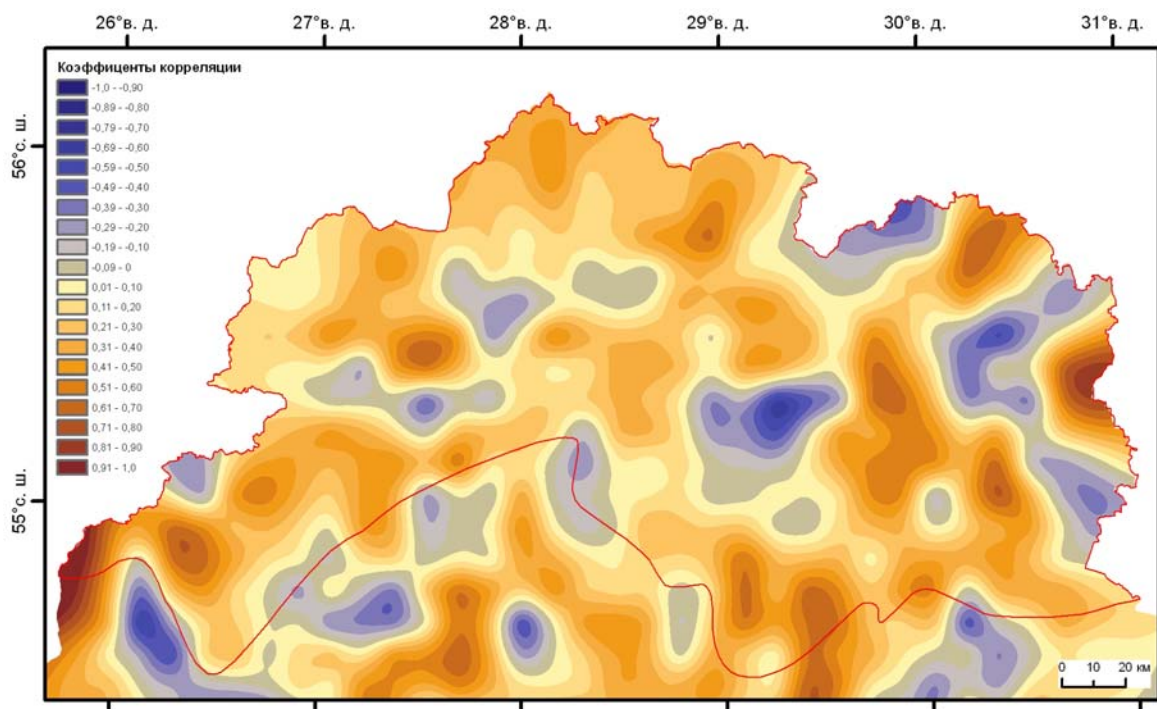


Рис. 2.15. Коэффициенты корреляции между поверхностью кровли дочетвертичных отложений и современного рельефа

Современное звено. На поозерских отложениях Белорусского Поозерья локально встречаются аллювиальные, озерные, болотные, склоновые, техногенные и другие аккумуляции голоценового горизонта [34, 42, 126]. Аллювиальные отложения слагают поймы рек Поозерья. Озерные слои распространены в пределах котловин современных и исчезнувших озер. Болотные торфяники тяготеют к бессточным заболоченным западинам, сплавинным берегам озер и речным долинам. Делювиально-пролювиальные накопления развиты вдоль склонов, в устьях многочисленных оврагов. Техногенные образования характерны для мелиоративных и дорожных насыпей и выемок, отвалов карьерных и силосных грунтосмесителей, свалок хозяйственно-бытовых отходов.

2.2. Рельеф и морфоструктуры

2.2.1. Гипсометрия и морфометрия

Рельеф Поозерья в целом имеет котловинообразную форму, повышенные края которой созданы ледниковыми грядами и возвышенностями.

Абсолютные отметки в центральной части варьируют в пределах 120–160 м, по долинам рек снижаясь до 100–125 м (рис. 2.16). Несколько повышенной в гипсометрическом плане является восточная часть области исследований, где преобладают отметки более 150 м, и лишь пойменные участки рек Зап. Двина и Лучоса приурочены к ярусу 125–150 м. Краевые гряды и возвышенности, как правило, достигают 200–260 м над уровнем моря, а на Витебской возвышенности – почти 300 м.

Территория Белорусского Поозерья дренируется густой сетью рек, принадлежащих бассейнам Западной Двины, Немана и Ловати. Среди наиболее крупных притоков Западной Двины следует отметить реки Оболь, Дриссу, Сарьянку, Лучосу, Уллу, Ушачу и Дисну, а Немана – р. Вилию. Речные долины молодые, узкие и глубокие. Их ширина обычно составляет 0,5–2,0 км и только в низовьях Дриссы и у Вилии возрастает до 5,5 км. В долинах чаще всего выражены пойма и первая надпойменная терраса, в низовьях наиболее крупных рек появляется вторая терраса.

На территории Поозерья насчитывается около 3 тыс. ледниковых озер, причем часто озерные водоемы образуют значительные скопления. Котловины их имеют разнообразное происхождение (ледниковое, подпрудное, ложбинное, рытвинное, термокарстовое, эвразийское, остаточное) и достигают максимальных для Беларуси размеров по площади и глубине.

Для исследования количественных характеристик рельефа Поозерья была разработана оригинальная методика автоматического расчета морфометрических показателей в среде ГИС.

В качестве исходных пространственных данных использовалась ТопоGrid-модель рельефа, построенная по методу *Topo to Raster*. С помощью стандартных инструментов модуля *Spatial Analyst* ГИС *ArcGIS 9* («Уклон», «Экспозиция») были построены грид-модели таких морфометрических показателей, как углы наклона земной поверхности и экспозиция склонов (рис. 2.17, 2.18).

Для автоматизированного расчета глубины, густоты и общего показателя расчленения рельефа Поозерья в среде *ModelBuilder* ГИС *ArcGIS 9* были разработаны геоинформационные модели, объединенные в набор инструментов «Морфометрия рельефа» (рис. 2.19–2.22).

Исходными слоями в каждой геоинформационной модели выступает ТопоGrid-модель рельефа, а также векторный полигональный слой, представляющий собой квадраты размером 1х1 км покрывающие всю территорию исследований. Построение данных полигонов осуществлено с помощью инструмента «*Create Vector Grid*» набора «*Hawth's Analysis Tools*» *ArcGIS 9*.

Для расчета густоты расчленения (рис. 2.23) из ТопоGrid-модели рельефа с помощью инструментов *Hydrology* модуля *Spatial Analyst* в векторный

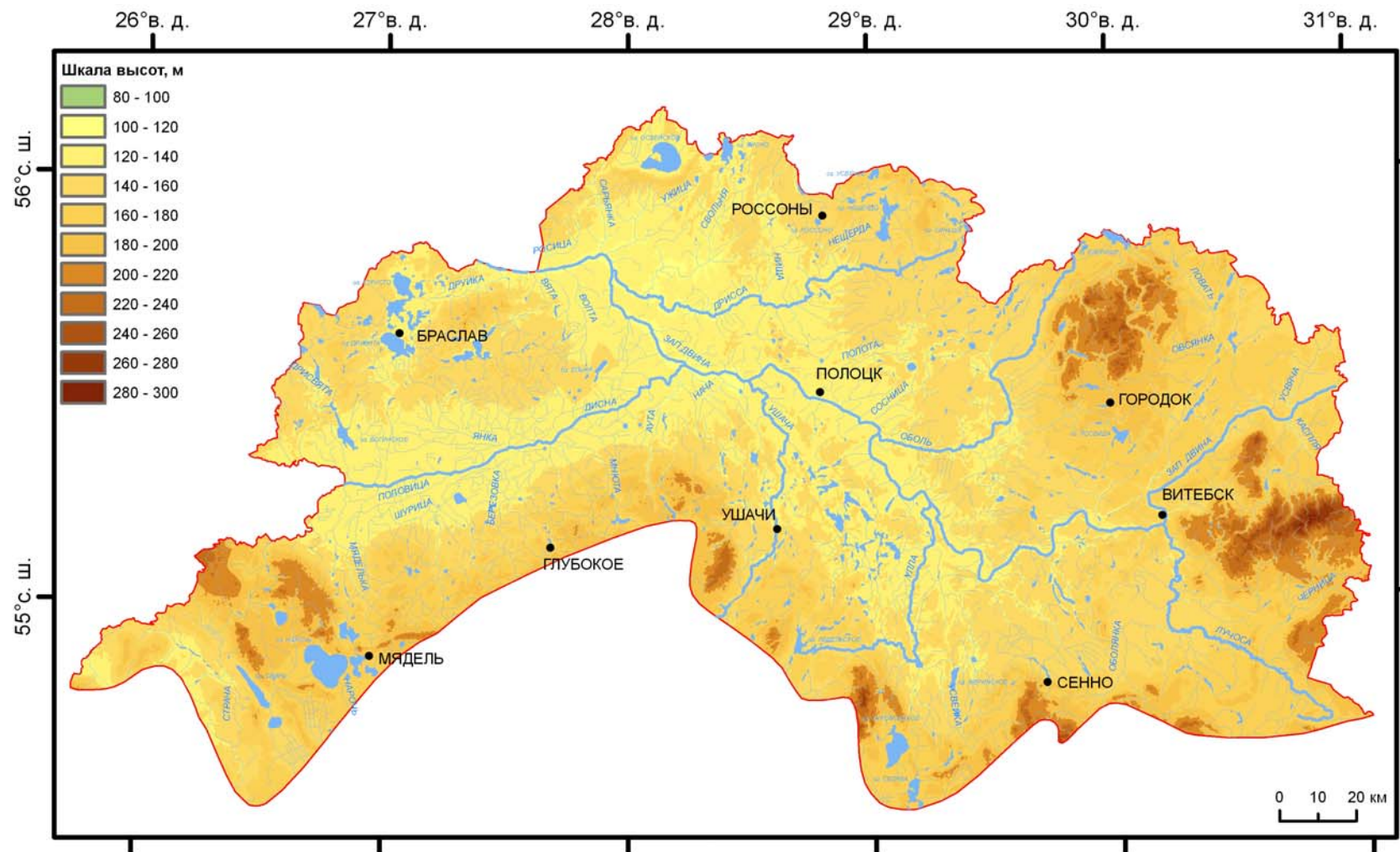


Рис. 2.16. Гипсометрическая карта физико-географической провинции Белорусское Поозерье

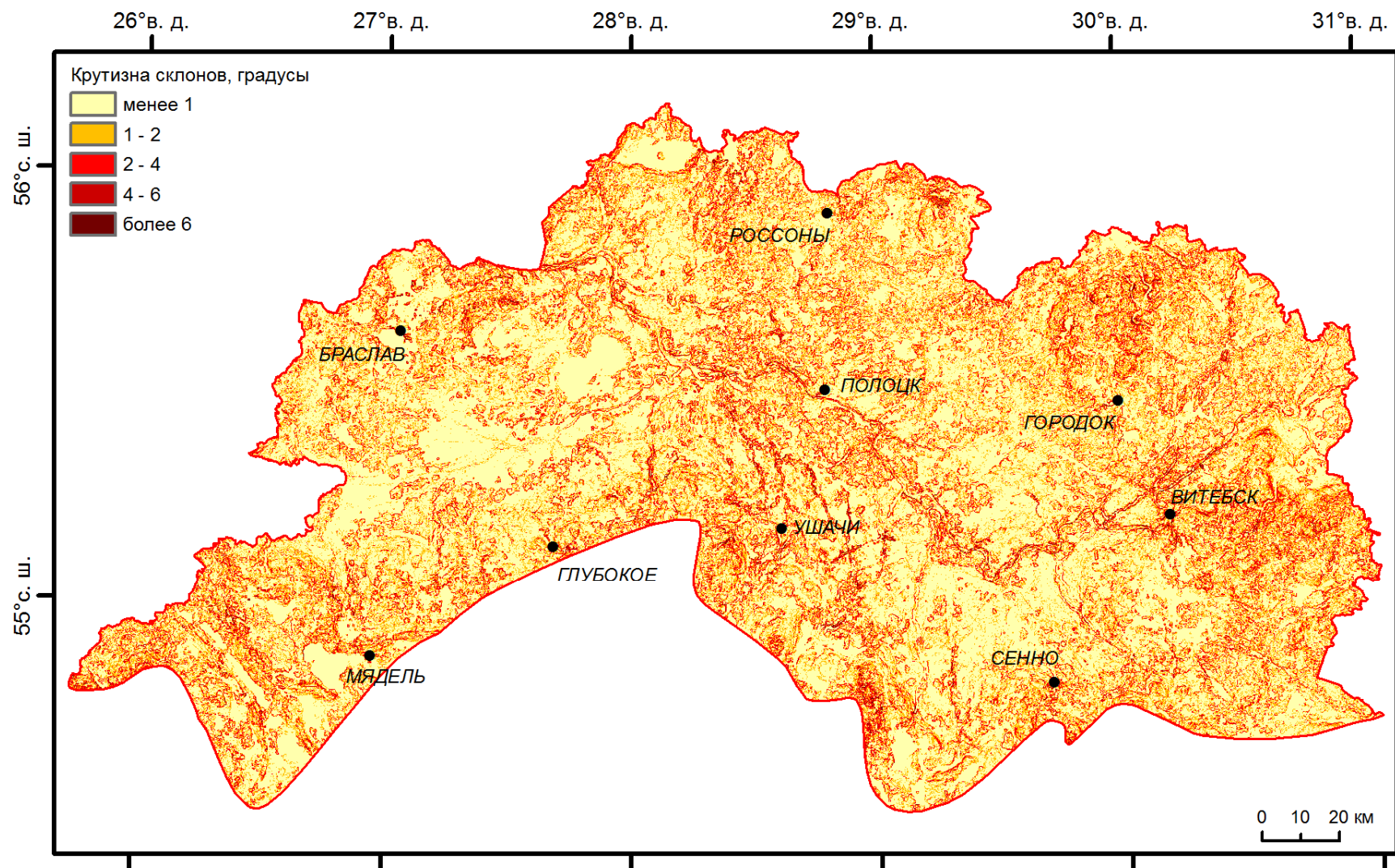


Рис. 2.17. Крутизна склонов

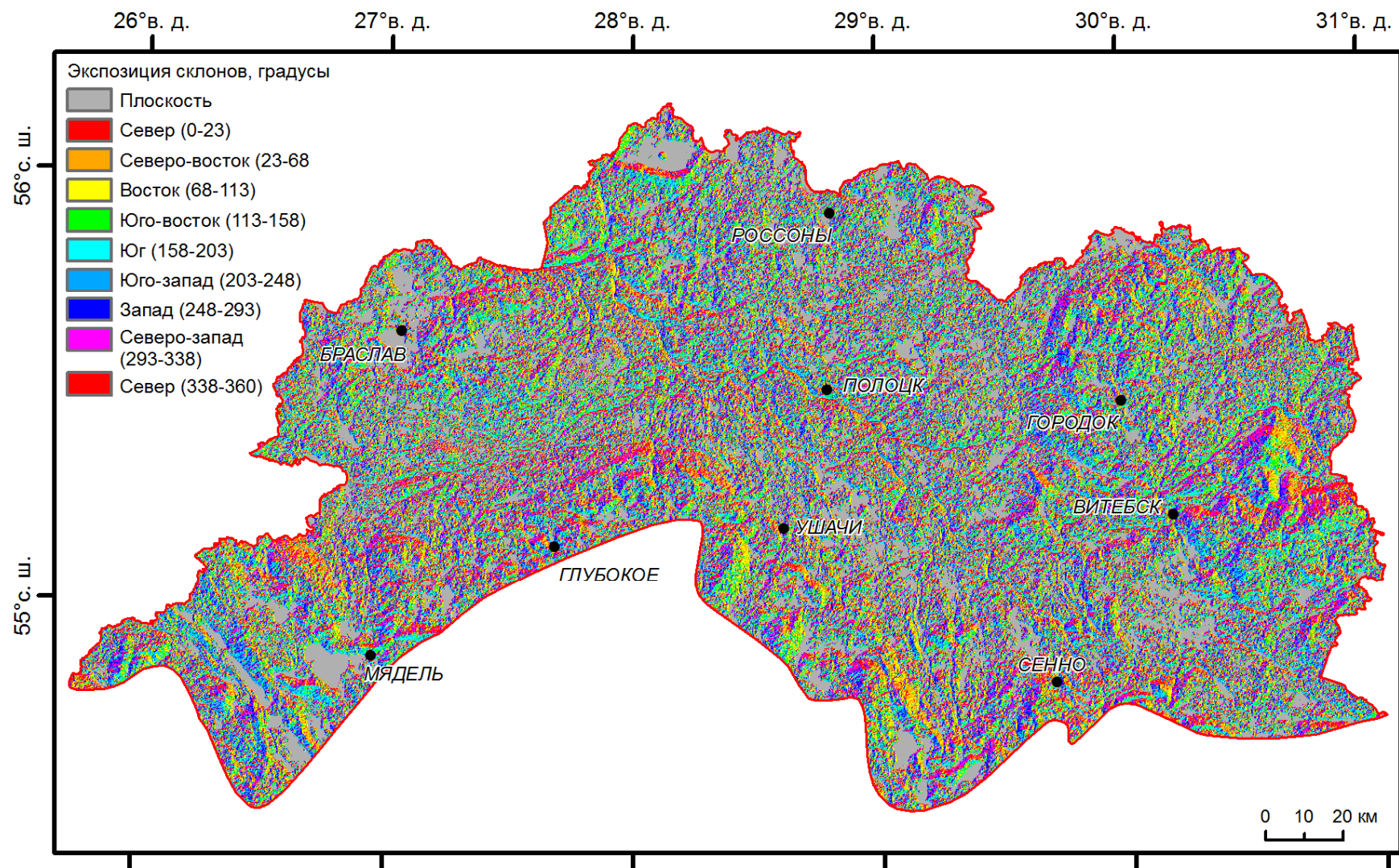


Рис. 2.18. Экспозиция склонов

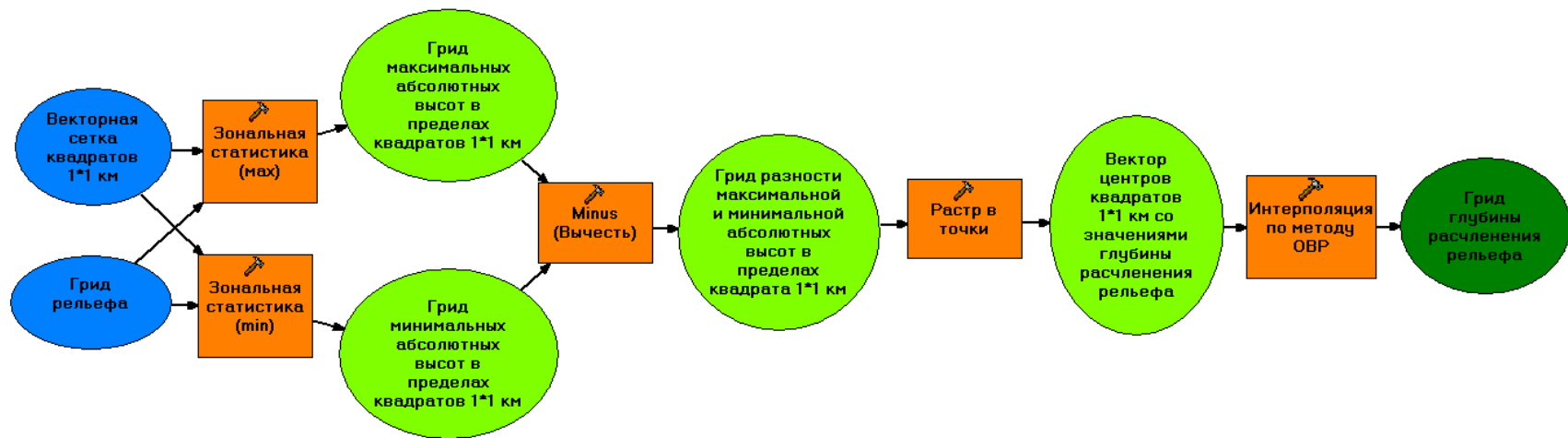


Рис. 2.19. Геоинформационная модель построения глубины расчленения рельефа

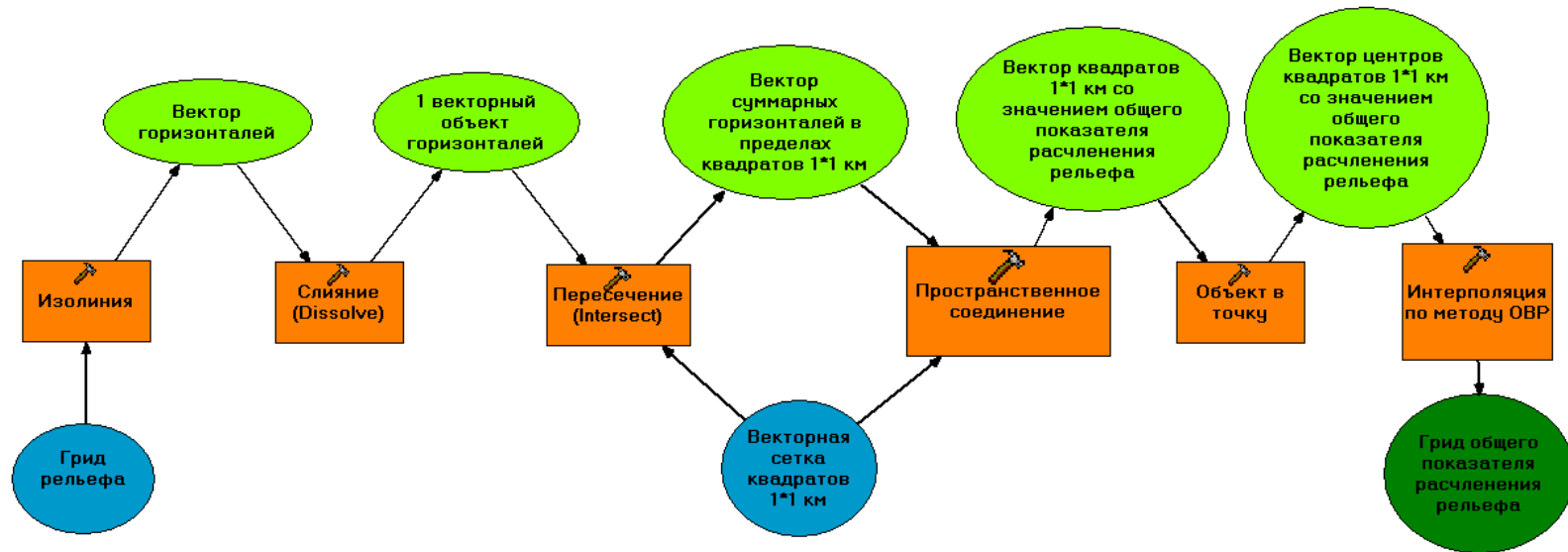


Рис. 2.20. Геоинформационная модель построения общего показателя расчленения рельефа

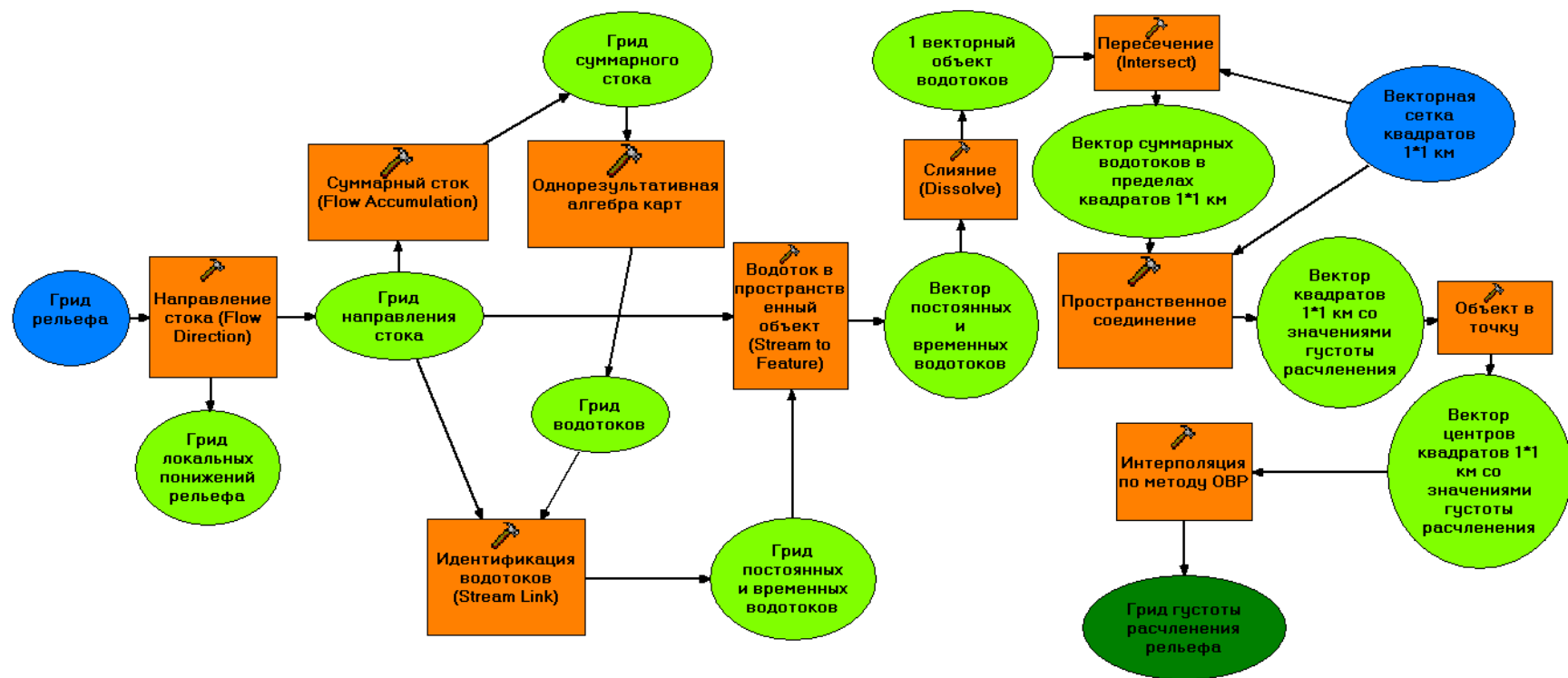


Рис. 2.21. Геоинформационная модель построения густоты расчленения рельефа

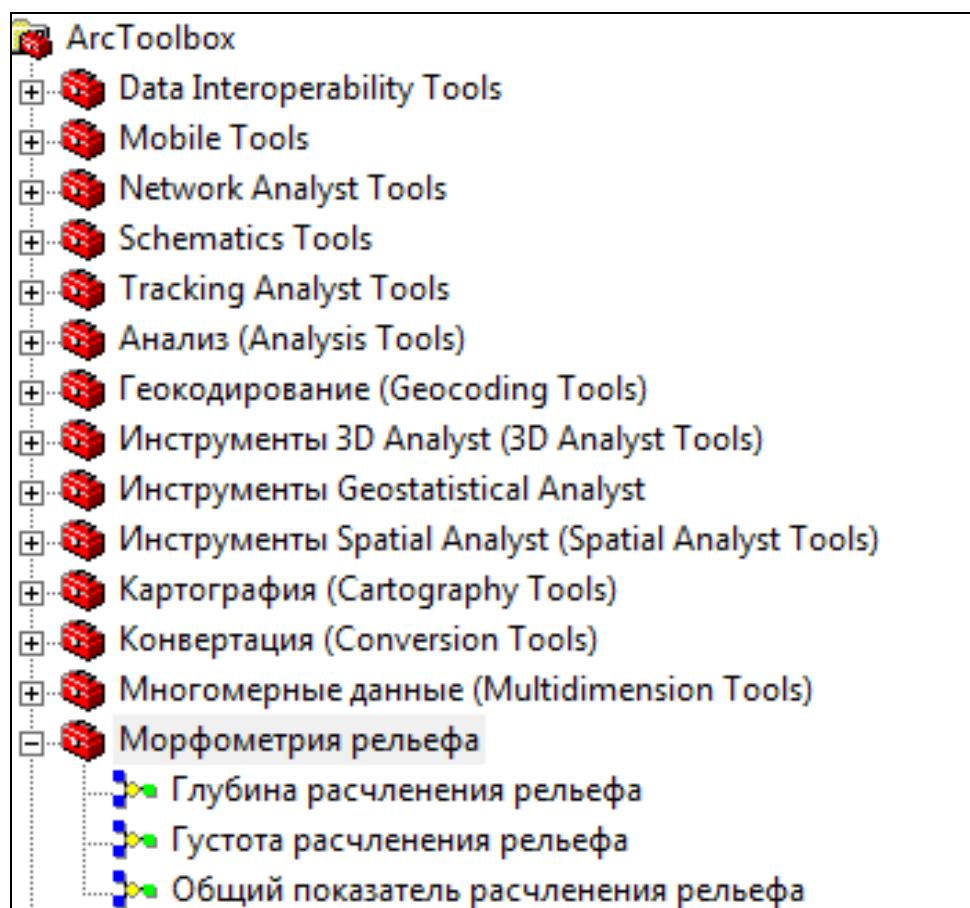


Рис. 2.22. Набор инструментов «Морфометрия рельефа» для ArcToolbox ГИС ArcGIS 9

линейный слой извлекаются постоянные и временные водотоки. Пространственное пересечение слоев, содержащих в себе водотоки и квадраты, позволяет выполнить расчет данного показателя в таблицу атрибутов результирующей полигональной темы. Результат конвертируется в векторный точечный слой, по которому и производится создание готовой грид-модели.

Расчет глубины расчленения рельефа выполняется по геоинформационной модели, содержащей в себе инструменты зональной статистики модуля Spatial Analyst ГИС ArcGIS 9 (рис. 2.24). В рамках каждого квадрата размером 1x1 км выполняется поиск максимальной и минимальной абсолютной отметки. Эти данные сохраняются как отдельные грид-модели, а затем, с помощью калькулятора растров, рассчитывается их разность, которая и является глубиной расчленения.

Для расчета общего показателя расчленения (рис. 2.25) из TopoGrid-модели рельефа с помощью инструментов модуля Spatial Analyst в векторный линейный слой извлекаются горизонтали (использовано сечение).

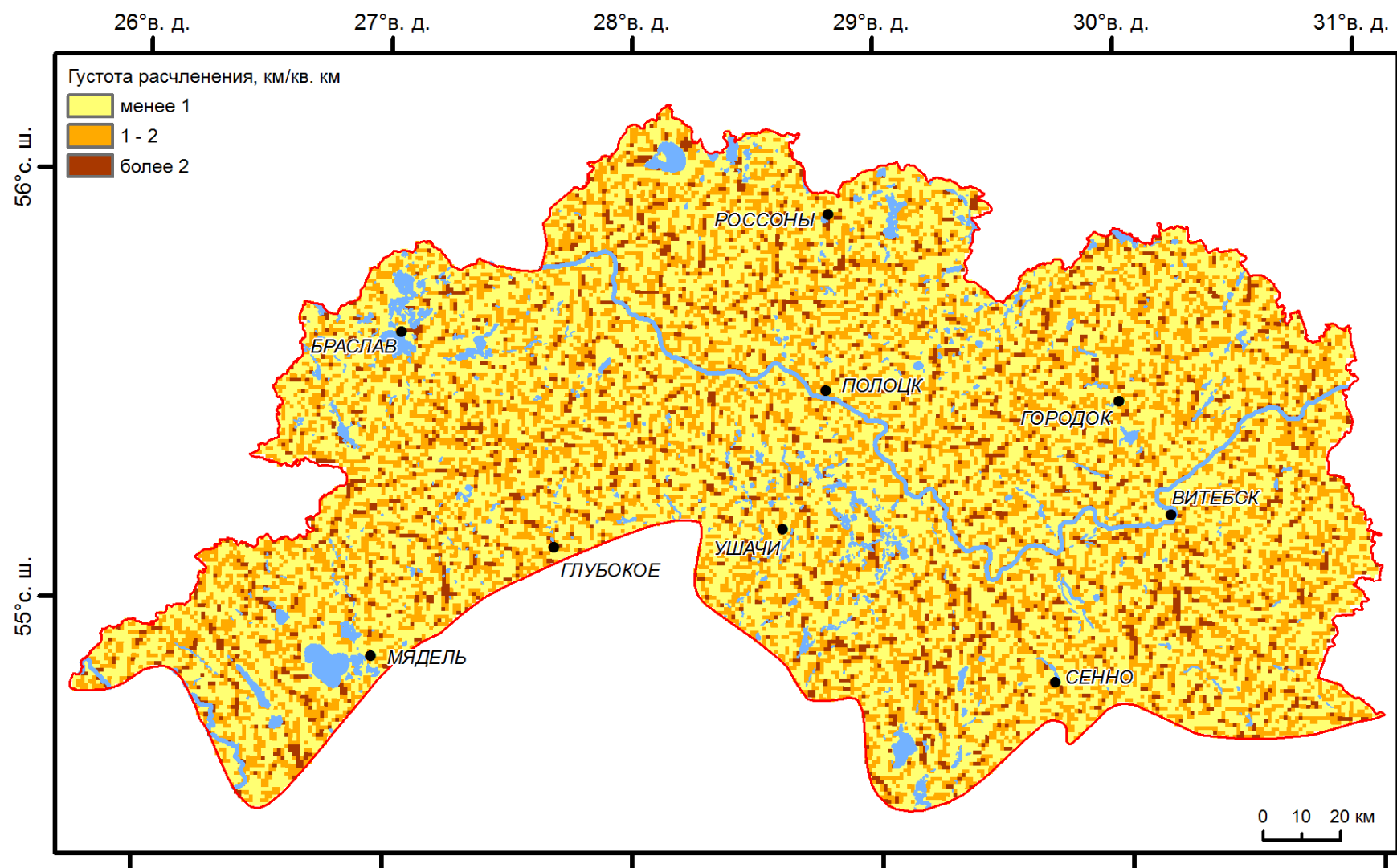


Рис. 2.23. Густота расчленение рельефа

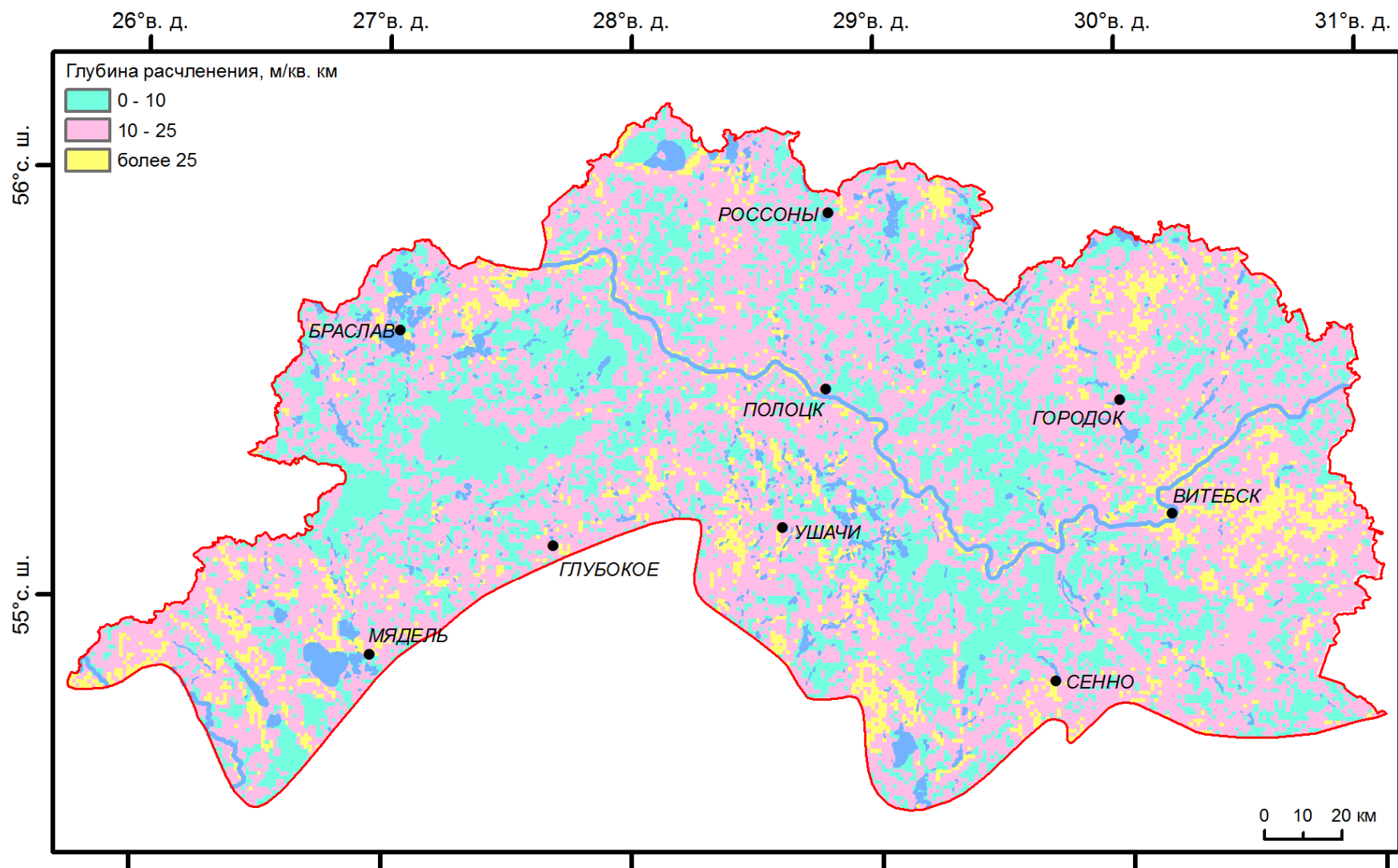


Рис. 2.24. Глубина расчленение рельефа

10 м). Пространственное пересечение слоев, содержащих в себе горизонтالي и квадраты, позволяет рассчитать данный показатель. Результат конвертируется в векторный точечный слой, по которому и производится интерполяция грид-модели.

Таким образом, для территории Белорусского Поозерья с помощью стандартных инструментов, а также разработанных геоинформационных моделей в среде ГИС ArcGIS 9, построены в автоматическом режиме основные показатели морфометрии рельефа (крутизна и экспозиция склонов, глубина, густота и общий показатель расчленения рельефа). Полученные данные являются достаточно детальными и могут быть использованы не только в сельском хозяйстве, землеустройстве, почвоведении, но и при строительстве зданий, сооружений, инфраструктурных объектов, мелиоративных сетей.

На всей территории Белорусского Поозерья преобладают очень сильно пологие склоны (крутизной до 2°) (см. рис. 2.17). Наибольшее их распространение наблюдается в пределах Полоцкой и Чашникской низин, Шумилинской, Нарочанской, Лучосской, Заборской, Суражской и Сенненской равнин. Участки с очень пологими склонами ($2\text{--}4^\circ$) расположены на низинном и равнинном гипсометрических уровнях лишь в долинах крупных рек. Также они свойственны возвышенному уровню (Свенцянские и Свирские гряды, Браславская, Ушачская, Городокская и Витебская возвышенности). Пологие ($4\text{--}8^\circ$), среднепологие и крутые склоны (более 8°) локально встречаются в долине р. Зап. Двина, а также в пределах возвышенностей. Экспозиция склонов достаточно разнонаправлена (см. рис. 2.18).

Распределение показателя вертикального расчленения рельефа в пределах физико-географической провинции подчинено основным чертам гипсометрии. Участки очень мелкорасчлененные по вертикали (с глубиной расчленения до 10 м/км^2) часто встречаются в пределах низин (Полоцкой и Чашникской) и равнин (Шумилинской, Нарочанской, Лучосской, Заборской, Суражской и Сенненской) (см. рис. 2.24). Мелкорасчлененные по вертикали территории ($10\text{--}25\text{ м/км}^2$) преобладают в Поозерье и расположены на всех гипсометрических уровнях. Среднерасчлененные ($25\text{--}50\text{ м/км}^2$) и глубокорасчлененные по вертикали (более 50 м/км^2) участки наиболее характерны для долины р. Зап. Двина и возвышенностей (Свенцянские и Свирские гряды, Браславская, Ушачская, Городокская и Витебская возвышенности). Горизонтальная расчлененность рельефа в Белорусском Поозерье в среднем составляет около 1 км/км^2 . В большинстве геоморфологических районов преобладают территории, слаборасчлененные по горизонтали (с густотой расчленения до 1 км/км^2) (см. рис. 2.23). Участки умеренно и местами сильнорасчлененные по горизонтали (более 1 км/км^2)

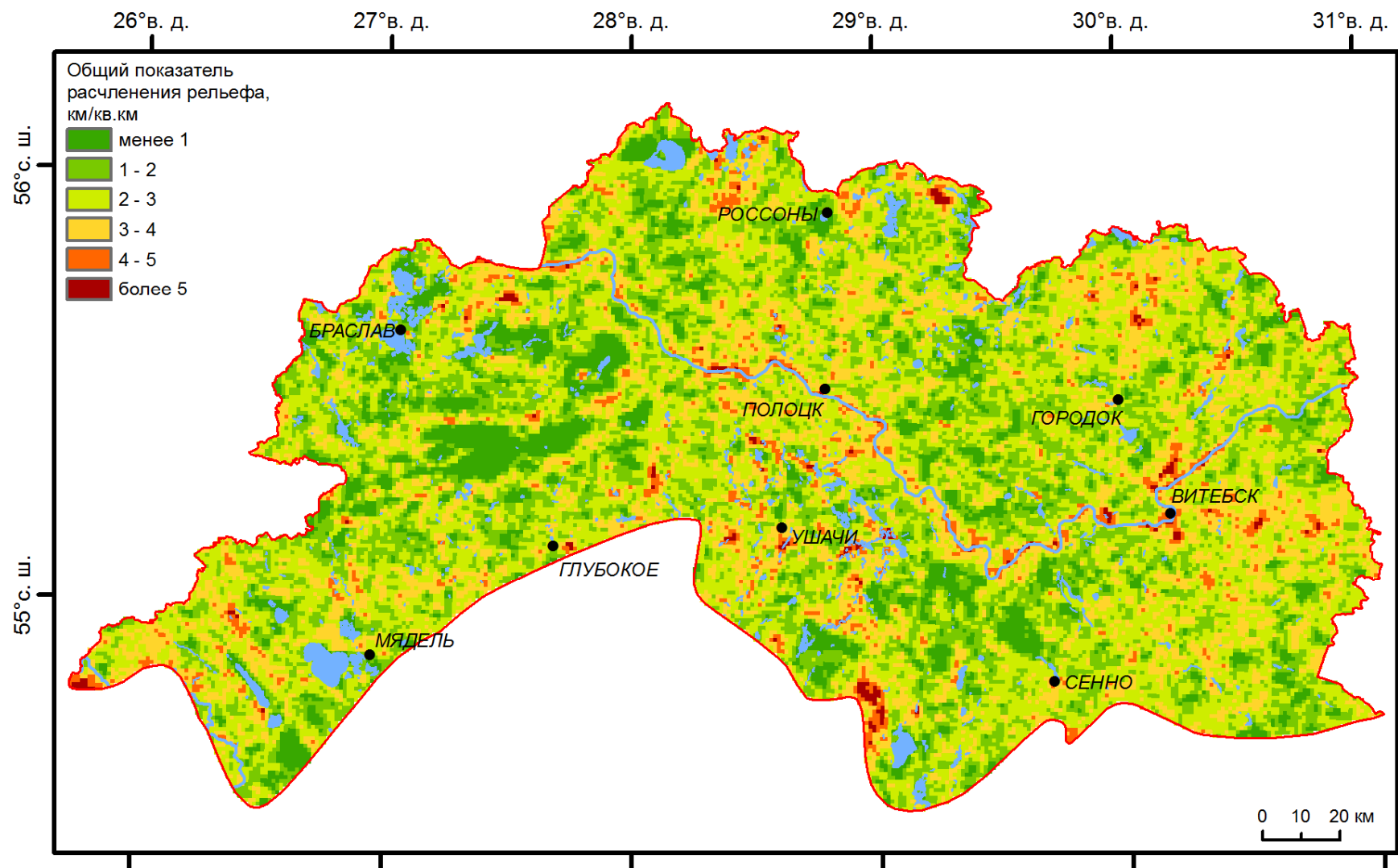


Рис. 2.25. Общий показатель расчленение рельефа

встречаются в долинах крупных и малых рек, а также на возвышенностях, где широко развита овражно-балочная сеть. Общий показатель расчленения территории физико-географической провинции (см. рис. 2.25) полностью подчинен чертам гипсометрии.

2.2.2. Геоморфологическое районирование

В основу последнего геоморфологического районирования территории Беларуси положены результаты исследований, выполненных в Институте геологических наук НАН Беларуси [34, 52]. По этой схеме исходной единицей районирования является геоморфологический район, выделяющийся по общему облику рельефа, позволяющему отличить его от соседних территорий. В качестве отличительных признаков выступают преобладающие комплексы форм и типов рельефа, образующие местные высотные ступени с характерным типом расчленения и специфически отражающие тектонические особенности территории. Геоморфологические районы объединяются в геоморфологические области, соответствующие региональным высотным ступеням.

В пределах республики выделяют 4 геоморфологических области (Белорусское Поозерье, Центрально-Белорусские возвышенности и гряды, равнины и низины Предполесья, Полесская низменность). В соответствии с предложенной схемой территория физико-географической провинции Белорусское Поозерье соответствует одноименной геоморфологической области (за исключением Озерской водно-ледниковой низины, расположенной на западе Республики Беларусь и пространственно отделенной от основного массива данной геоморфологической области) и делится на 15 геоморфологических районов (рис. 2.26).

2.2.3. Морфоструктуры и морфоскульптуры

В рельефе Белорусского Поозерья ведущее место занимает реликтовая ледниковая морфоскульптура. Подчиненную, но также важную роль играет азональная морфоскульптура, представленная унаследованно развивающимися речными долинами, оврагами, балками, западинами и т. п.

В последние десятилетия все большее распространение получают антропогенные (техногенные) морфоскульптуры.

В результате выполнения структурно-геоморфологических исследований было установлено, что в условиях молодого ледниково-аккумулятивного

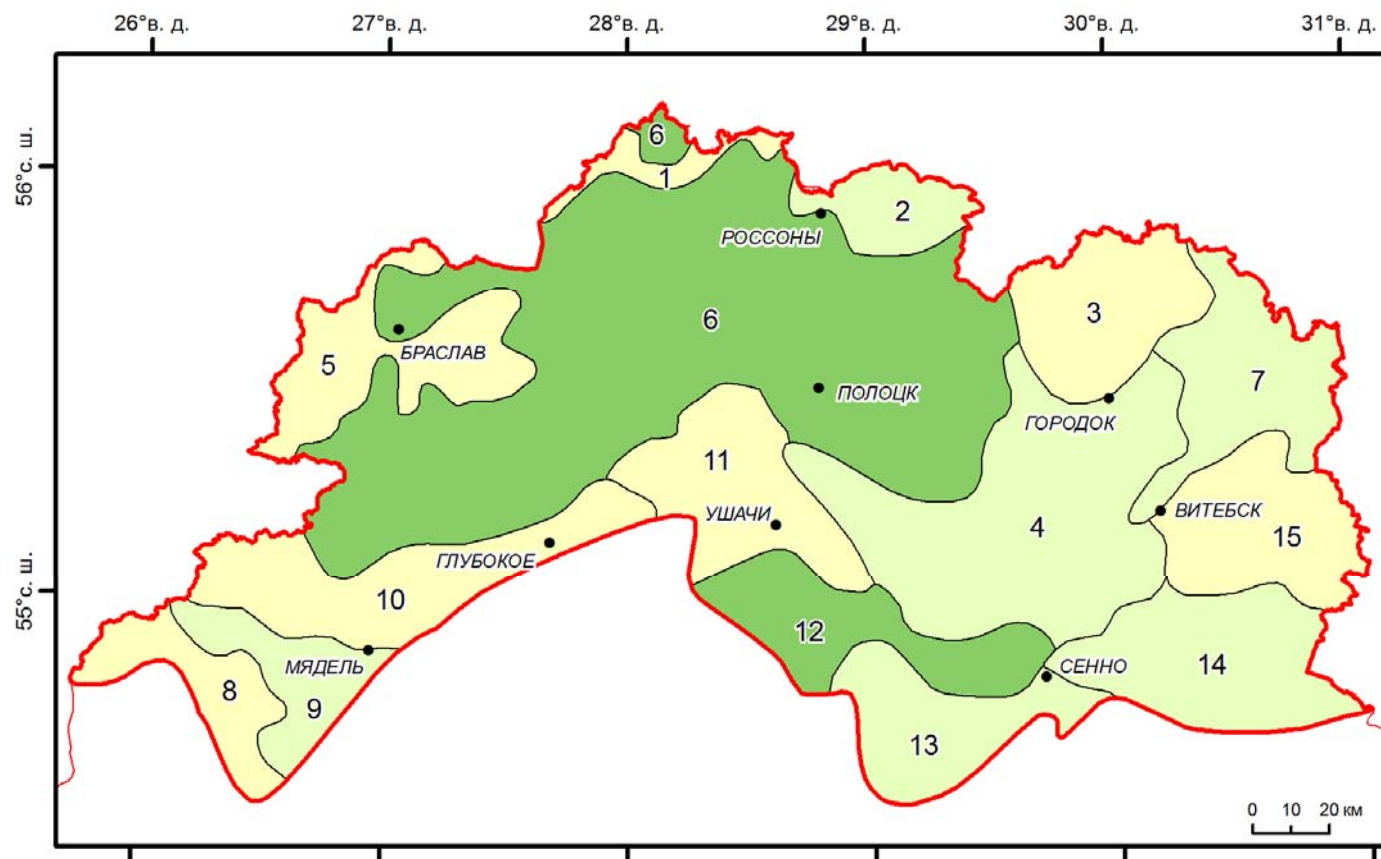


Рис. 2.26. Геоморфологические районы в пределах физико-географической провинции Белорусское Поозерье [34, 52]:
 1 – Освейская краевая ледниковая гряда с камами, 2 – Заборская водно-ледниковая равнина с краевыми ледниковыми образованиями, 3 – Городокская краевая ледниковая возвышенность, 4 – Шумилинская моренная равнина, 5 – Браславская краевая ледниковая возвышенность, 6 – Полоцкая озерно-ледниковая низина, 7 – Суражская озерно-ледниковая равнина, 8 – Свирская краевая ледниковая гряда, 9 – Нарочанская водно-ледниковая равнина с краевыми ледниковыми образованиями, 10 – Свенцяньские краевые ледниковые гряды, 11 – Ушачская краевая ледниковая возвышенность, 12 – Чашникская водно-ледниковая низина, 13 – Сенненская моренная равнина с краевыми ледниковыми образованиями, 14 – Лучосская озерно-ледниковая равнина, 15 – Витебская краевая ледниковая возвышенность

рельефа ни один из морфометрических методов не позволяет исключить из анализа формы рельефа экзогенного (ледникового) происхождения. Поэтому морфоструктурный план исследуемой территории изучался по grid-поверхности кровли дочетвертичных отложений, созданной в результате растрового ГИС-анализа данных бурения (всего для построения grid-моделей поверхностей кровли моренных и межморенных отложений использованы 1500 скважин, из них для создания поверхности кровли дочетвертичных отложений – 625 скважин) путем построения по ней морфоизогипс (см. рис. 1.22).

Установлено, что в северной, северо-восточной и восточной частях территории исследований четко выделяется морфоструктурный район Восточно-Белорусской высокой равнины, окаймляющийся морфоизогипсой 100 м и представляющий собой денудационную форму со столово-останцовым рельефом, развитым на карбонатных породах позднего девона (рис. 2.27). На юго-западе и юге морфоизогипсой 100 м ограничена высокая Центрально-Белорусская денудационная равнина структурного характера, развитая на песчано-глинистых породах среднего девона. Равнина приурочена к области приподнятого фундамента Вилейского погребенного выступа Белорусской антиклизы. Ниже морфоизогипсы 100 м в пределах центральной, западной и юго-западной частей Белорусского Поозерья находится низкая Северо-Белорусская денудационная равнина, развитая на песчано-глинистых породах среднего девона. В пределах морфоструктурных районов были выделены крупные морфоструктуры (Нарочанская, Кубличско-Лепельская, Чашникская, Даугауляйская, Прудовская, Витебская, Массаровская, Дубровенская, Поставско-Браславская, Миорская, Нещердовская). По отношению к тектоническим структурам кристаллического фундамента среди них выделяются прямые, обращенные и переходные.

При сопоставлении морфоструктур с картами кольцевых структур территории Беларуси (рис. 2.28, 2.29) можно отметить взаимную пространственную корреляцию наиболее крупных и ряда средних и мелких кольцевых структур, выделенных по результатам интерпретации космоснимков [35, 48] с морфоструктурами.

Главными факторами, определившими характер формирования морфоструктур, явились статические (строение и состав земной коры) и динамические (тектонические движения и деформации) свойства геологического субстрата. В антропогене эти формы развивались унаследованно, что в значительной мере обусловило их выраженность и в современном рельефе.

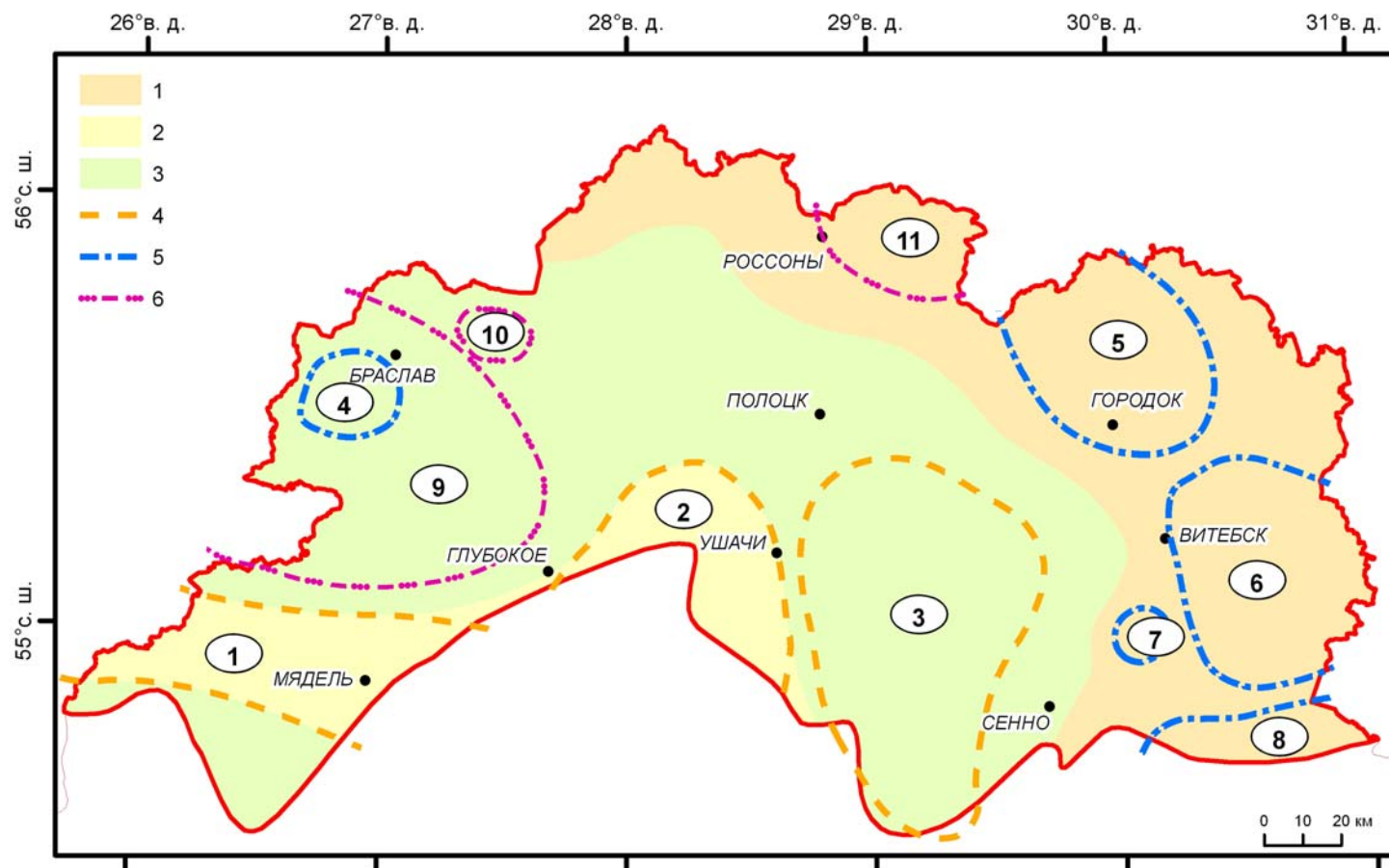


Рис. 2.27. Морфоструктуры Белорусского Поозерья.

Морфоструктурные районы: 1 – Восточно-Белорусская высокая пластово-денудационная столово-останцовая равнина; 2 – Центрально-Белорусская высокая пластово-денудационная структурная равнина; 3 – Северо-Белорусская низкая пластово-денудационная равнина. Морфоструктуры по отношению к тектоническим структурам кристаллического фундамента: 4 – прямые; 5 – обращенные; 6 – переходные. Цифрами обозначены крупные морфоструктуры: 1 – Нарочанская; 2 – Кубличско-Лепельская; 3 – Чашникская; 4 – Даугауляйская; 5 – Прудовская; 6 – Витебская; 7 – Массоровская; 8 – Дубровенская; 9 – Поставско-Браславская; 10 – Миорская; 11 – Нещердовская.

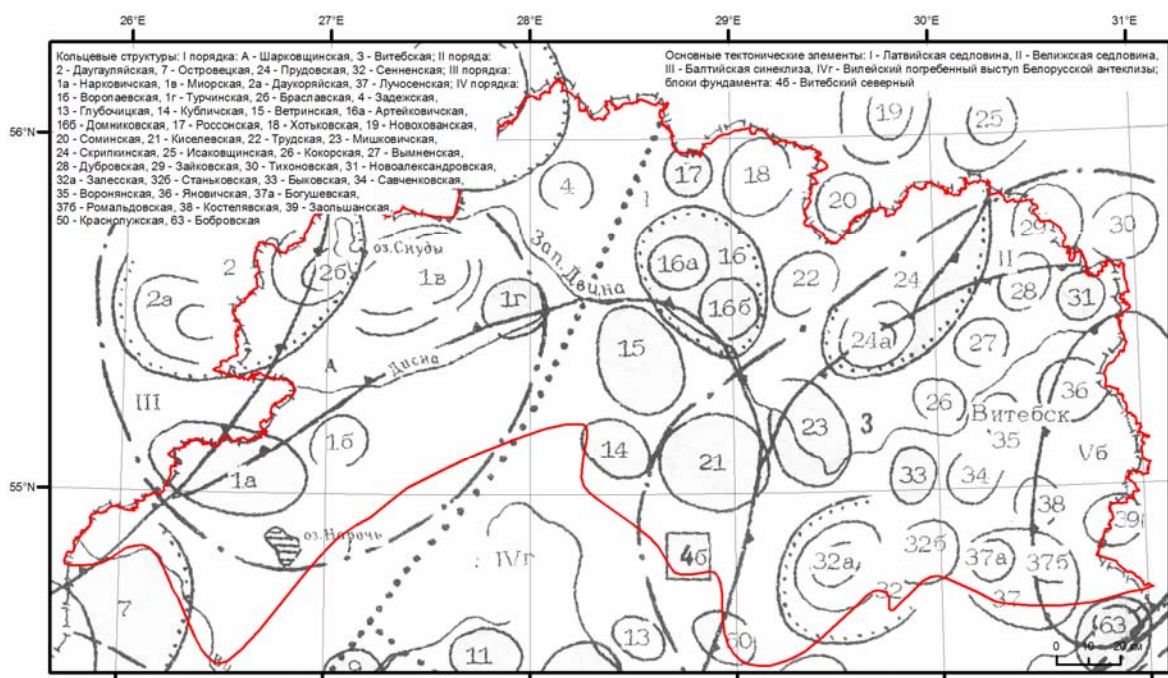


Рис. 2.28. Кольцевые структуры [48]

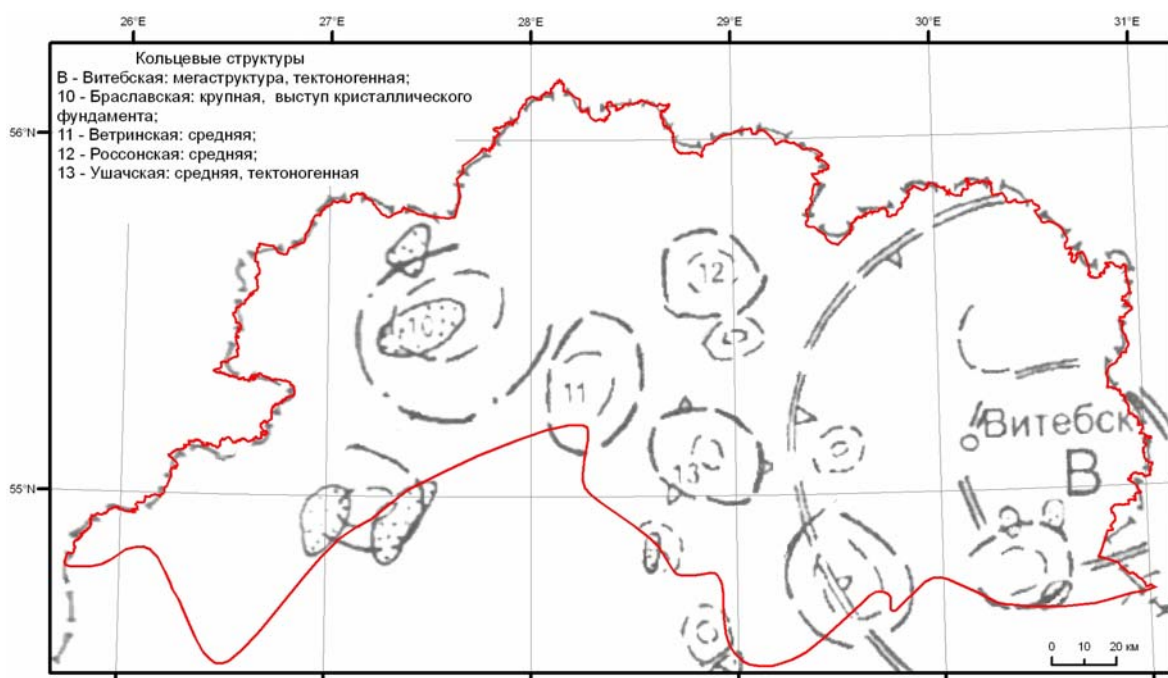


Рис. 2.29. Кольцевые структуры по данным космических съемок [35]

2.2.4. Основные черты рельефа

Довольно широко и разнообразно на территории Белорусского Поозерья представлены формы краевого ледникового рельефа – гряды, увалы,

холмы, которые группируются в трех поясах: оршанском, витебском и браславском. А. В. Матвеевым [51, 86] краевые комплексы Поозерья отнесены к максимальной (оршанской) стадии развития последнего оледенения и постмаксимальным витебской фазе и браславской стадии повторных подвижек ледникового края. Плановый рисунок таких конечно-моренных поясов изменяется в проксимальном направлении (рис. 2.30).

Краевые формы рельефа максимальной (свирской) фазы оршанской стадии протянулись вдоль южной границы Белорусского Поозерья. В этом комплексе выделяются три гляциоморфологических сектора, соответствующих краевым зонам основных потоков и лопастей: нарочанскому, лукомльскому и лучосскому. Ледоразделы между ними проходят по Кубличскому и Белицкому межлопастным массивам. Характерными элементами секторов являются расположенные с севера Нарочанская водно-ледниковая, Сенненская моренная и Лучосская озерно-ледниковая равнины. В этой полосе (Лукомльская, Южно-Нарочанская, Свирская, и др. гряды и возвышенности) широко развиты напорные краевые образования [34, 51, 86].

Витебский фазильный комплекс краевого ледникового рельефа протянулся через всю центральную часть Поозерья вдоль южного края озерно-ледниковых Дисненской, Полоцкой низин и Суражской равнины. В нем выделяются три сектора, связанные с ледниковыми лопастями: дисненский, полоцкий и суражский. Наиболее грандиозные формы краевого ледникового рельефа приурочены к западной и восточной частям этой полосы – к Свенцянским грядам и Витебской возвышенности. Для Витебской возвышенности характерна платообразная водораздельная поверхность с абсолютными высотами до 295 м. В западной части развиты холмисто-грядовые массивы с котловинами термокарстовых озер. Свенцянские гряды имеют форму дуги, обращенной выпуклой стороной к югу. Абсолютные высоты достигают почти 230 м, колебания относительных высот до 20–25 м, реже больше. Представлены различной формы краевые гряды и холмы, озово-камовые массивы, разделенные озерными котловинами и ледниковыми рытвинами [34, 51, 86].

Браславский пояс краевых образований выражен фрагментарно вдоль северной границы Беларуси. В нем прослежены две цепи фазильного ранга. К важным особенностям пояса краевого рельефа браславской стадии относятся: наличие макроязыковых секторов (видзовского, миорского и др.), перестройка плановых очертаний и обособление большого количества языковых и микроязыковых краевых гирлянд в проксимальной фазильной цепи [86]. Полоса представлена Городокской возвышенностью (в восточной части Белорусского Поозерья) с абсолютными отметками

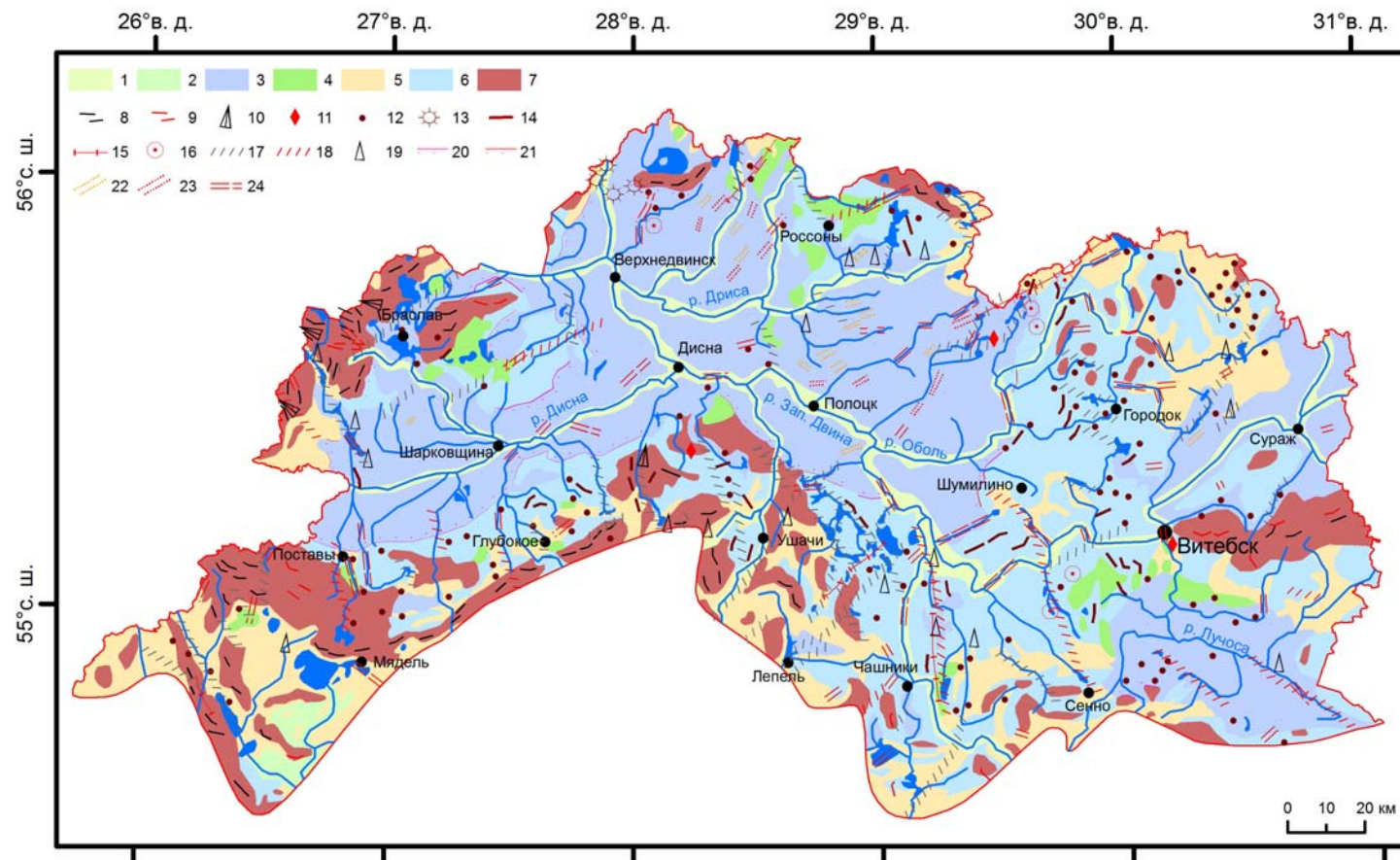


Рис. 2.30. Геоморфологическая карта физико-географической провинции «Белорусское Поозерье» (составлена с использованием данных [51, 52, 58, 59, 73, 140, 141]): 1 – аллювиальные низины и долины рек поозерского возраста; 2 – плоские озерно-аллювиальные низины поозерского возраста; 3 – плоские и наклонно-волнистые озерно-ледниковые низины поозерского возраста; 4 – поозерские камовые массивы; 5 – мелко-холмистые и наклонно-волнистые флювиогляциальные равнины и низины поозерского возраста; 6 – холмистые и волнистые моренные равнины поозерского возраста; 7 – грядово-холмистые и краевые ледниковые образования поозерского возраста; 8 – краевые ледниковые гряды; 9 – краевые ледниковые гряды, расположенные над разломами; 10 – угловые массивы; 11 – гляциодислокации (в т.ч. отторженцы), расположенные над разломами; 12 – камы; 13 – звонцы; 14 – озы; 15 – мосары; 16 – пинго, расположенные над разломами; 17 – гляцигенные рытвины; 18 – гляцигенные рытвины, расположенные над разломами; 19 – флювиогляциальные дельты; 20 – абразионные уступы; 21 – абразионные уступы, расположенные над разломами; 22 – эоловые гряды; 23 – эоловые гряды, расположенные над разломами; 24 – линейно ориентированные озерные котловины, долины и русла рек, расположенные над разломами

до 259 м над уровнем моря. Основной категорией рельефа этого района являются грядово-холмистые образования с относительными высотами до 25–30 м. К ним примыкают участки холмистого рельефа, камы. Характерно большое количество ледниковых ложбин, часть которых занята озерами (Кошо, Зароново и др.). Следующим фрагментом полосы является участок в районе оз. Нещердо с абсолютными высотами до 220 м, где представлены камовые холмы высотой до 15–20 м, грядово-холмистые краевые формы, глубокие рытвинные ледниковые ложбины с остаточными озерами. Освейская гряда, представляющая собой крупный камовый массив Браславской полосы, возвышается на 35–40 м над поверхностью одноименного озера. Краевые образования Браславской возвышенности имеют высоту до 210 м. Широкое распространение имеют камовые холмы и массивы, озера подпрудного (Дривяты, Ричи), ложбинного (Оболь, Укля и др.), эвормионного (Волосо Южный) происхождения [34, 51, 56, 86].

Как показали исследования последних лет, в пределах полос краевых ледниковых образований часто отмечаются камоиды – холмы, морфологически сходные с камами, но имеющие другое строение и генезис [37]. Среди них выделяются два типа – скибовый и диапировый. Первый из них представлен изометричными в плане и слабовытянутыми холмами высотой около 10–5 м или несколько более, поперечник таких форм от нескольких десятков до нескольких сотен метров, склоны крутые (15–35°), причем дистальный склон круче проксимального. Камоиды первого типа построены из чешуи и надвинутых друг на друга небольших складок. Второй тип представлен диапировыми складками, выраженными в рельефе в виде холмов с поперечником 0,1–0,5 км, относительной высотой от 10 до 45 м и крутизной склонов до 25–40° [34].

Полосы краевого рельефа разделяются озерно-ледниковыми, флювиогляциальными и моренными низинами (ниже 150 м) и равнинами (выше 150 м). Озерно-ледниковые низины и равнины широко распространены вдоль долины Западной Двины и в бассейне Лучосы. Их поверхность наиболее понижена и выположена на западе (абсолютные отметки 130–150 м). Здесь встречаются многочисленные остаточные озера и болотные массивы. Далее к востоку высоты возрастают до 140–155 м, поверхность местами приобретает пологоволнистый характер. Внешнее однообразие озерно-ледниковой низины нарушают камовые холмы и озовые гряды. Характерны также холмисто-дюнные массивы. Часто встречаются котловины выдувания, некоторые из них заняты озерами (Черное, Белое, Аксеново) [34].

К краевым частям бывших приледниковых бассейнов приурочены плоские абразионные площадки шириной до 5–7 км с четко выраженным

уступом [34, 52, 58]. Иногда в пределах этой поверхности выравнивания сохранились остатки камовых холмов и моренных гряд. Встречаются россыпи валунов, местами попадаются древние береговые валы. Восточнее Витебска озерно-ледниковая равнина тяготеет к отметкам 155–165 м. Поверхность равнины плоская или пологоволнистая. Довольно часто встречаются эоловые холмы, серповидные дюны, образующие гирлянды. Примерно на такой же высоте расположена озерно-ледниковая равнина в бассейне р. Лучосы. Рельеф ее плоский или волнистый. Абсолютные высоты составляют 150–160 м. В прибортовых частях развиты эоловые образования. Встречаются также острова основной морены, камовые массивы, рытвинные ложбины. В юго-восточной части района выделяются участки абразионной равнины.

По периферии Полоцкого и Лучосинского приледниковых озер и других водоемов у границы поозерского ледника достаточно широко распространены флювиогляциальные дельты [34]. В рельефе они выражены в виде холмов, которые в плане имеют треугольную, каплевидную или фестончатую форму, а иногда сливаются в массивы сложных очертаний. Верхняя часть дельтовых образований часто рассечена сетью морозобойных клиньев, что свидетельствует о холодных перигляциальных условиях. Об этих условиях свидетельствуют и специфические кольцевые формы – пинго (гидролакколиты, булгунняхи), также расположенные по периферии приледниковых озер [34, 38, 51, 86]. Наиболее крупная из таких форм выявлена в Бешенковичском районе. Многочисленные более мелкие пинго распространены южнее Освейской гряды, в междуречье Дрисса и Свольна, а также в бассейне р. Оболь.

На территории Поозерья часто встречаются флювиогляциальные равнины, в целом располагаясь несколько выше озерно-ледниковых равнин и низин. Наибольшие площади они занимают восточнее Городокской возвышенности, между Лепелем, Ушачами и Глубоким, а также у озера Нарочь. Обычно флювиогляциальные равнины имеют пологоволнистую поверхность с колебаниями относительных высот 3–5 м. Нередко они интенсивно заболочены. Абсолютные отметки варьируются чаще всего в интервале 150–180 м. Флювиогляциальные равнины осложнены камовыми холмами и озовыми грядами, ледниковыми ложбинами, многочисленными термокарстовыми западинами [34, 51, 86].

Выше флювиогляциальных равнин расположены моренные равнины. Они протягиваются довольно широкой полосой от Городка на Шумилино и Бешенковичи, а затем в широтном направлении простираются до Постав. Встречаются моренные равнины и в других районах Поозерья,

но площади их невелики. Поверхность этих равнин имеет абсолютные высоты до 150–200 м. Для них характерен пологоволнистый или мелкохолмистый облик с колебаниями высот до 5–7 м. Встречается много термокарстовых западин. В пределах моренных равнин встречаются заболоченные и заторфованные понижения, связанные с неравномерностью аккумуляции моренного материала [34, 51, 86].

Своеобразную группу форм рельефа, установленных в последние годы преимущественно в Белорусском Поозерье и имеющих тектоно-ледниковое происхождение, представляют собой мосары [34, 38]. И возникновение предопределено активизацией разломных зон древнего заложения под воздействием ледниковой нагрузки. Это проявлялось в образовании над разрывными нарушениями протяженных трещин в мертвом льду, в которые нагнетался материал субстрата, а также шла аккумуляция водно-ледникового материала. В результате появились линейно ориентированные системы гряд и холмов, выступающих в комплексе с озерами. Особенно отчетливо гряды такого генезиса проявляются восточнее г. Чашники в составе Жеринского линейного элемента, вытянутого субмеридионально между устьем р. Улла и оз. Черейское на отрезке не менее 60 км. Ширина полосы этого рельефа здесь изменяется от 0,2 до 1,0 км, составляя в среднем 0,5 км. Обычно в ее структуре осевое положение занимает система озоподобных гряд, оконтуренных с обеих сторон ложбинами, которые наследуются озерами, речными долинами, ручьями. Относительная высота гряд составляет от нескольких до 35 м (среднее 10–12 м). Эти формы преимущественно сложены озерно-ледниковым материалом. В пределах Ушачской возвышенности, Свирской гряды и Чашникской низины мосары представлены озоподобными грядами, целиком сложенными моренным и другим материалом, выдавленным в ледниковую трещину. Часто эти формы образуют перешейки между озерными водоемами и заболоченными понижениями (оз. Туроссы, Кривое, Отолово и др.), обваловывают озерные котловины (Сорочанская и Ушачская группы озер). Иногда тектоно-ледниковые формы имеют не только линейный, но и решетчатый рисунок с поперечником ячеек около 2–6 км (Ушачская система) [34, 38].

На моренных равнинах довольно часто встречаются камы. Особенно много этих форм в районе Постав, севернее Глубокого, у Городка. Своеобразный рельеф имеет моренная равнина к северу от Витебских краевых образований. Здесь она частично перекрыта маломощным чехлом

лессовидных пород, местами приобретая мелкохолмистый характер и расчленена ложбинами и многочисленными термокарстовыми западинами [34, 51, 86].

Из других форм рельефа, встречающихся на территории Белорусского Поозерья, следует отметить заболоченные плоские озерно-аллювиальные низины (южнее и восточнее оз. Нарочь) и овражно-балочные системы по склонам речных долин. Многие формы рельефа имеют четкую пространственную взаимосвязь с разломами кристаллического фундамента (см. рис. 2.30). На отдельных территориях заметную роль играет техногенный рельеф, наибольшие площади которого расположены в районах Витебска, Полоцка, Новополоцка, северо-восточнее Орши и др. [34].

3. МОРФОСКУЛЬПТУРЫ БЕЛОРУССКОГО ПООЗЕРЬЯ

3.1. Эндо-экзогенные и экзогенные морфоскульптуры

На протяжении четвертичного периода морфоструктурные черты Белорусского Поозерья были в значительной степени трансформированы деятельностью плейстоценовых оледенений, однако интенсивность и формы проявления ледникового лито- и морфогенеза контролировались эндогенными процессами [69]. Были сформированы морфоскульптуры, в образовании которых эндогенные процессы проявлялись скрыто и сложно и оказывали влияние на их развитие в целом, а конкретные морфологические элементы морфоструктур были созданы экзогенными процессами.

Понятие «морфоскульптура» органически входит в понятие «морфоструктура» и в совокупности образует современный реальный рельеф земной поверхности. По определению И. П. Герасимова [8, 9], морфоскульптурными элементами земной поверхности называются преимущественно мелкие формы рельефа, происхождение которых обусловлено прежде всего экзогенными процессами, взаимодействующими с другими рельефообразующими факторами.

Однако если, как указывает И. П. Герасимов [8, 9], при образовании морфоструктуры рельефообразующая роль эндогенных факторов всегда проявляется в тесном и непрерывном взаимодействии с процессами денудации и аккумуляции, а активная морфотектоника сохраняет по отношению к ним общую контролирующую роль, то при формировании морфоскульптуры наблюдаются другие соотношения между экзогенными и эндогенными процессами. Ведущую роль в последнем случае играют первичные водно-воздушные процессы, а тектоника становится вторичным фактором. Но принципиальное отличие этим не ограничивается, оно заключается также в том, что тектоника при формировании морфоскульптуры не имеет такого значения, как экзогенные процессы при образовании морфоструктуры. Морфоструктура образуется только при постоянном взаимодействии эндогенных и экзогенных процессов. Что касается морфоскульптуры, то для ее формирования такие условия необходимы не во всех случаях. Иначе говоря, без экзогенных процессов морфоструктуры не образуются, тогда как часть морфоскульптур возникает без участия тектоники.

Существуют такие типы и формы морфоскульптур, в образовании которых тектоника проявляется скрыто и сложно, через другие факторы. Это касается и ледниковой морфоскульптуры, главенствующей в рельефе Белорусского Поозерья. Тектонический фактор оказывал существенное

влияние на ее развитие и характер, а конкретные морфологические черты были созданы в конечном счете экзогенными процессами – денудацией или аккумуляцией; тектоника в их формировании непосредственного участия не принимала.

Исходя из этого С. С. Коржув [27] предложил классифицировать морфоскульптуру на *собственно экзогенную*, включающую преимущественно мелкие формы рельефа, происхождение которых всецело обусловлено экзогенными процессами, и *эндо-экзогенную*, охватывающую как мелкие, так и крупные формы рельефа, происхождение которых определяется прежде всего экзогенными процессами, взаимодействующими с тектоникой. Такое разделение полностью основано на общем понятии морфоскульптуры (в определении И. П. Герасимова) и детализирует его в плане общих научных принципов учения о морфоструктуре и морфоскульптуре. Данная классификация была принята для интерпретации результатов структурно-геоморфологического ГИС-анализа Белорусского Поозерья.

3.2. Площадные эндо-экзогенные морфоскульптуры

Региональные и локальные площадные эндо-экзогенные морфоскульптуры (рис. 3.1) были выделены путем обобщения результатов, полученных при построении карт морфоизогипс поверхностей подошвы четвертичных отложений (см. рис. 1.22) и кровли моренных и межморенных горизонтов плейстоцена (см. рис. 1.23–1.30), современного рельефа (см. рис. 1.31) и, кроме того, карт базисных поверхностей 3–7 порядков (см. рис. 1.13–1.17), порядков долин (см. рис. 1.10), остаточного рельефа (см. рис. 1.18) и разностей между базисными поверхностями (см. рис. 1.19–1.21). Всего выделено 4 региональных и 10 локальных эндо-экзогенных морфоскульптур.

К региональным площадным эндо-экзогенным морфоскульптурам на территории Белорусского Поозерья относятся Полоцкая депрессия, Северо-Восточный купол, Браславский купол и Нарочано-Ушачский купол. По своим гипсометрическим чертам депрессия является отрицательной, а купола – положительными морфоскульптурами.

Полоцкая депрессия занимает центральную и северо-западную часть Белорусского Поозерья. Она наследует Латвийскую седловину и западный борт Оршанской впадины и соответствует депрессии в кровле дочетвертичных пород, представленных преимущественно песчано-глинистыми отложениями живецкого яруса среднего девона.

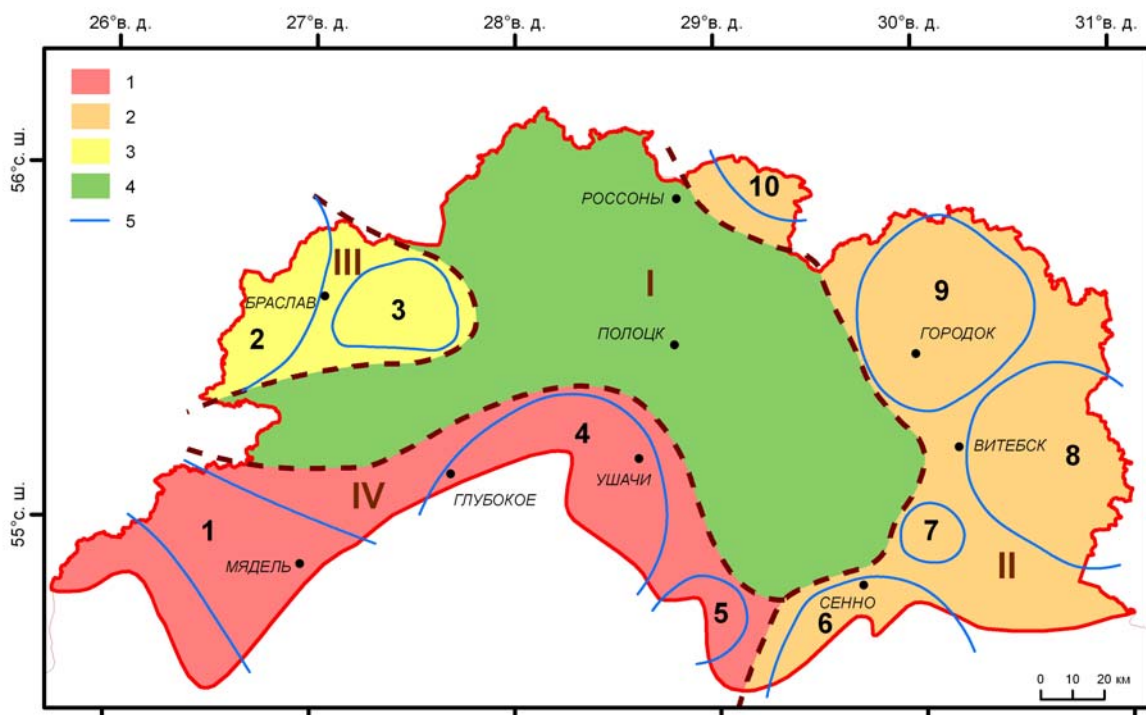


Рис. 3.1. Площадные эндо-экзогенные морфоскульптуры Белорусского Поозерья

Региональные положительные эндо-экзогенные морфоскульптуры: 1 – согласные с антиклинальными структурами осадочного чехла и выступами фундамента; 2 – согласные со структурами верхних горизонтов осадочного чехла, соответствующие крупным впадинам фундамента и нижних горизонтов осадочного чехла; 3 – частично согласные со структурами верхних горизонтов осадочного чехла, соответствующие синклинальным и седловинным структурам фундамента и нижних горизонтов осадочного чехла. 4 – региональные отрицательные эндо-экзогенные морфоскульптуры, согласные со структурами верхних горизонтов осадочного чехла и соответствующие седловинным структурам фундамента; 5 – локальные положительные эндо-экзогенные морфоскульптуры. Цифрами обозначены: I – Полоцкая депрессия, II – Северо-Восточный купол, III – Браславский купол, IV – Нарочано-Ушачский купол; 1 – Нарочанская, 2 – Даугауляйская, 3 – Миорская, 4 – Кубличско-Лепельская, 5 – Зеленоостровская, 6 – Сенненская, 7 – Массоровская, 8 – Витебская, 9 – Прудовская, 10 – Нещердовская локальные положительные эндо-экзогенные морфоскульптуры

Данная морфоскульптура в своих общих чертах наследует Северо-Белорусскую низкую пластово-денудационную равнину (см. рис. 2.18). В современном рельефе она представлена Полоцкой низиной и частично Шумилинской равниной. Четвертичную толщу формируют отложения ледниковой формации среднего и позднего плейстоцена мощностью от 40 до 110 м и более. Большую часть (до 70–80 %) выполняющих Полоцкую депрессию отложений составляют образования обширных пресноводных озер: относящиеся к двум ледниковым эпохам (среднеплейстоценовой

припятской и верхнеплейстоценовой поозерской) песчано-алевритово-глинистые озерно-ледниковые слои (общей мощностью до 40 м и более) и озерные отложения верхнеплейстоценового муравинского межледниковья (мощностью до 30 м и более). Судя по возрасту, составу и распределению мощностей выполняющих рассматриваемую депрессию отложений, основное время обособления Полоцкой депрессии – вторая половина среднего и поздний плейстоцен. В конце позднего плейстоцена расположенные к северу от Полоцкого разлома участки испытали компенсационное гляциоизостатическое поднятие с амплитудой до 40 м, установленное по деформации разновозрастных террасовых уровней Полоцкого приледникового озера [58]. Эти движения завершили формирования северного борта депрессии. Полоцкая площадная эндо-экзогенная морфоскульптура в общих своих чертах соответствует региональной неотектонической структуре Полоцкая депрессия (рис. 3.1, 3.2).

Северо-Восточный купол охватывает восточную часть Поозерья. Данная морфоскульптура является региональной положительной. Она согласна со структурами верхних горизонтов осадочного чехла и наложена на Оршанскую впадину поверхности кристаллического фундамента. Морфоскульптура наследует Восточно-Белорусскую высокую пластово-денудационную столово-останцовую равнину (см. рис. 2.18). Четвертичная толща представлена здесь отложениями ледниковой формации среднего и верхнего плейстоцена. По площади распространения и по мощностям преобладают конечно-моренные, донно-моренные, водно-ледниковые и озерно-ледниковые отложения. В рельефе морфоскульптура охватывает Витебскую и Городокскую краевые ледниковые возвышенности, Заборскую водно-ледниковую равнину с краевыми ледниковыми образованиями, Сенненскую моренную равнину с краевыми ледниковыми образованиями, Шумилинскую моренную равнину, Лучосскую и Суражскую озерно-ледниковую равнину.

Нарочано-Ушачский купол занимает юго-запад и юг Белорусского Поозерья. Морфоскульптура согласна с антиклинальными структурами осадочного чехла и выступами фундамента. Она наследует Вилейский погребенный выступ Белорусской антеклизы и Центрально-Белорусскую высокую пластово-денудационную структурную равнину (см. рис. 2.4, 2.18). Четвертичная толща представлена отложениями ледниковой формации среднего и верхнего плейстоцена. В геологическом разрезе преобладают конечно-моренные, донно-моренные и водно-ледниковые отложения. В современном рельефе она охватывает Свирскую краевую ледниковую гряду, Свенцянские краевые ледниковые гряды, Ушачскую краевую ледниковую возвышенность, Нарочанскую водно-ледниковую равнину

с краевыми ледниковыми образованиями и Чашникскую водно-ледниковую низину. Купол, как площадная эндо-экзогенная морфоскульптура, в общих своих чертах соответствует субрегиональной неотектонической структуре Нарочанско-Плещеницкая седловина (рис. 3.1, 3.2).

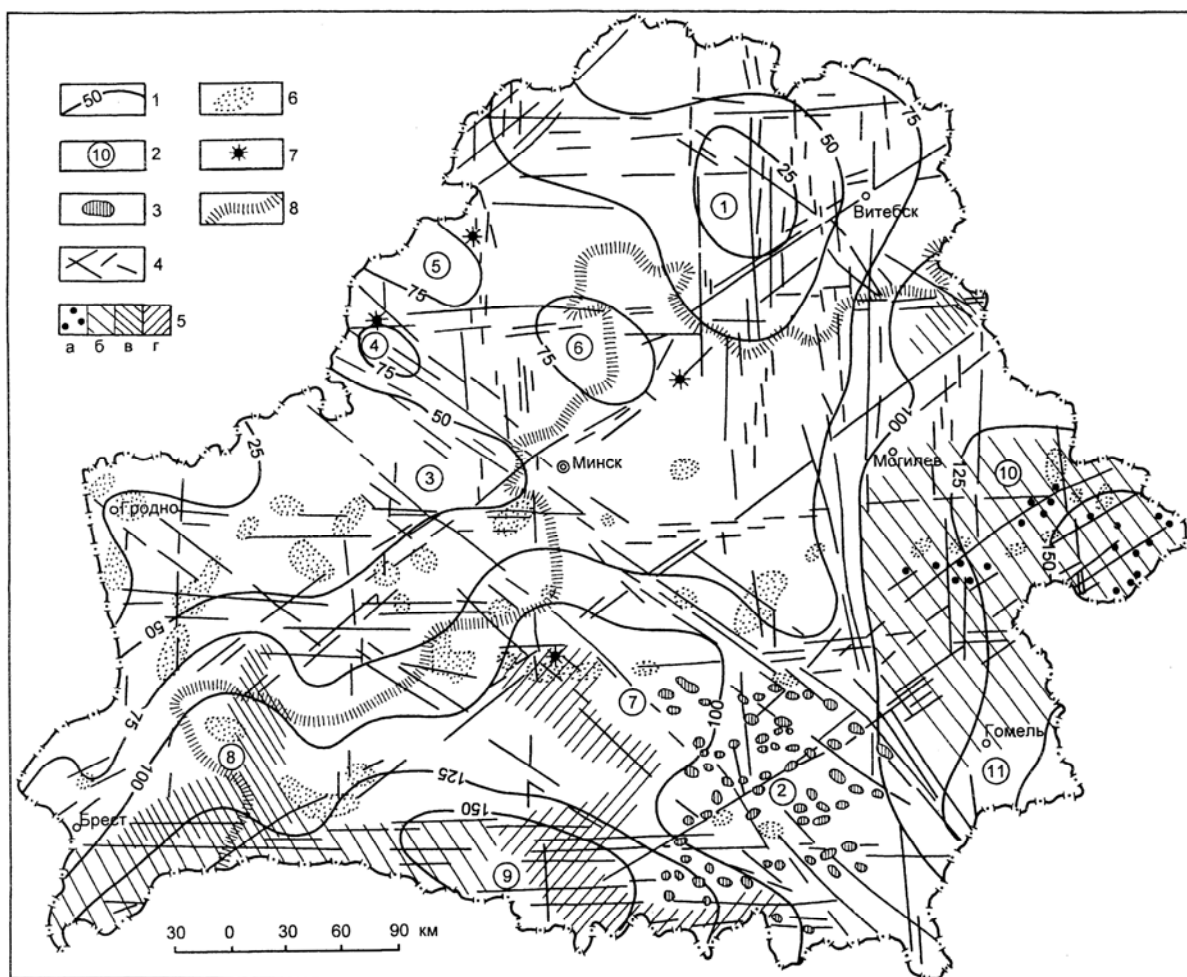


Рис. 3.2. Неотектоническая карта Беларуси [44]: 1 – изобазы суммарной неотектонической деформации (поздний олигоцен-голоцен); 2 – локальные неотектонические структуры (1 – Полоцкая депрессия, 2 – Березинский структурный залив, 3 – Воложинский структурный залив, 4 – Ошмянский купол, 5 – Нарочанский купол, 6 – Плещеницкий купол, 7 – Червоноозерский структурный нос, 8 – Дрогичиский структурный нос, 9 – Лельчицкий выступ, 10 – Кричевский выступ, 11 – Лоевский выступ); 3 – соляные структуры, появившиеся на новейшем этапе; 4 – активные разломы; 5 – площади карстообразования: а – голоценового, б, в – позднеолигоцен-плейстоценового (в – сопровождавшегося накоплением бурых углей), г – зоны выщелачивания соляных пород; 6 – площади значительной гляцигенной переработки дочетвертичных пород; 7 – эпицентры землетрясений; 8 – Черноморско-Балтийский водораздел)

Браславский купол расположен на западе Поозерья. Купол является морфоскульптурой, частично согласной со структурами верхних горизонтов осадочного чехла и соответствующей синклинальным и седловинным структурам фундамента (Латвийская седловина и Балтийская синеклиза) и нижних горизонтов осадочного чехла. Четвертичная толща представлена здесь отложениями ледниковой формации среднего и верхнего плейстоцена. По площади распространения и по мощностям преобладают конечно-моренные, донно-моренные, водно-ледниковые зандровые и камовые отложения. В рельефе морфоскульптура в своих общих чертах соответствует Браславской краевой ледниковой возвышенности.

По результатам структурно-геоморфологического ГИС-анализа в рельефе физико-географической провинции Белорусское Поозерье были выделены Нарочанская, Даугауляйская, Миорская, Кубличско-Лепельская, Зеленоостровская, Сенненская, Массоровская, Витебская, Прудовская и Нещердовская локальные положительные площадные эндо-экзогенные морфоскульптуры. Нарочанская, Кубличско-Лепельская и Зеленоостровская морфоскульптуры являются согласными с антиклинальными структурами осадочного чехла и выступами фундамента; Сенненская, Массоровская, Витебская и Прудовская – согласными со структурами верхних горизонтов осадочного чехла, соответствующими крупным впадинам фундамента и нижних горизонтов осадочного чехла; Даугауляйская, Миорская и Нещердовская – согласными или частично согласными со структурами верхних горизонтов осадочного чехла, соответствующими синклинальным и седловинным структурам фундамента.

Нарочанская морфоскульптура расположена на крайнем юго-западе физико-географической провинции Белорусское Поозерье в пределах региональной морфоскульптуры Нарочано-Ушачский купол. Судя по составу и мощностям слагающих отложений, основное время ее формирования – вторая половина среднего и преимущественно верхний плейстоцен. Скульптура является унаследованной. Она наложена на Вилейский погребенный выступ Белорусской антеклизы и погребенную Центрально-Белорусскую равнину, выраженную в рельефе дочетвертичной поверхности. В современном рельефе она представлена грядово-холмистыми краевыми ледниковыми образованиями Свирской гряды и грядово-холмистыми краевыми ледниковыми образованиями, мелко-холмистыми и наклонно-волнистыми флювиогляциальными равнинами и низинами поозерского возраста Свенцянской гряды. Морфоскульптура в общих своих чертах соответствует локальной неотектонической структуре «Нарочанский купол» (см. рис. 3.1, 3.2).

Даугауляйская локальная положительная эндо-экзогенная морфоскульптура расположена на западе Белорусского Поозерья в пределах

Браславского купола. Анализируя состав и мощности отложений, составляющих данную положительную локальную неотектоническую структуру, основное время ее формирования – верхний плейстоцен (браславская фаза оршанской стадии поозерского оледенения). Данная морфоскульптура не является унаследованной. Она наложена на Вилейский погребенный выступ Белорусской антеклизы и погребенную Северо-Белорусскую низину.

В современном рельефе она преимущественно представлена грядово-холмистыми краевыми ледниковыми образованиями поозерского возраста Браславской возвышенности. Соответствует Браславской кольцевой структуре 3-го порядка (расположена в пределах Даугауляйской структуры 2-го порядка и Шарковщинской структуры 1-го порядка) (см. рис. 3.1, 2.19).

Миорская эндо-экзогенная морфоскульптура расположена в пределах Браславского купола. Она окаймляет Полоцкую депрессию с запада. Основное время ее формирования – вторая половина среднего и верхний плейстоцен (лепельская и браславская фазы оршанской стадии поозерского оледенения). Морфоскульптура не является унаследованной. Она наложена на Вилейский погребенный выступ Белорусской антеклизы и погребенную Северо-Белорусскую низину кровли дочетвертичных отложений. В современном рельефе преимущественно проявляется грядово-холмистыми краевыми ледниковыми образованиями поозерского возраста Браславской возвышенности. Соответствует Миорской кольцевой структуре 3-го порядка (расположена в пределах Даугауляйской структуры 2-го порядка и Шарковщинской структуры 1-го порядка) (см. рис. 3.1, 2.19) и Браславской кольцевой структуре (см. рис. 3.1, 2.20).

Кубличско-Лепельская и Зеленоостровская локальные морфоскульптуры окаймляют Полоцкую депрессию с юга. Они находятся в пределах региональной морфоскульптуры Нарочано-Ушачский купол. Кубличская структура имеет размеры 50×38 км, Лепельская и Зеленоостровская – до 20×10 км. Анализируя состав и мощности слагающих данные морфоскульптуры отложений, можно предположить, что основное время их формирования – верхний плейстоцен (оршанская стадия поозерского оледенения). Структуры наложены на Вилейский погребенный выступ Белорусской антеклизы. Они наследуют погребенную Центрально-Белорусскую равнину, выраженную в кровле дочетвертичных отложений. В современном рельефе Кубличская структура представлена грядово-холмистыми краевыми ледниковыми образованиями, холмистыми и волнистыми моренными равнинами, а также волнистыми и наклонно-волнистыми водно-ледниковыми равнинами поозерского возраста геоморфологического района Ушачская возвышенность и грядово-холмистыми краевыми ледниковыми образованиями поозерского возраста Чашникской равнины

и Сенненской равнины Кубличская морфоскульптура соответствует Кубличской кольцевой структуре 4-го порядка (см. рис. 3.1, 2.19) и Ветринской кольцевой структуре (см. рис. 3.1, 2.20).

Прудовская, Сенненская, Массоровская, Витебская и Нещердовская локальные положительные эндо-экзогенные морфоскульптуры окаймляют Полоцкую депрессию с северо-востока, востока и юго-востока. Они находятся в пределах региональной морфоскульптуры Северо-Восточный купол. Состав и мощности слагающих данные положительные морфоскульптуры отложений свидетельствует о том, что основное время их формирования – верхний плейстоцен. Структуры наложены на Оршанскую впадину кристаллического фундамента (Витебская структура наложена на Витебскую мульду), а также Латвийскую седловину (Нещердовская морфоскульптура). Они наследуют погребенное Восточно-Белорусское плато в кровле дочетвертичных пород. В современном рельефе Витебская, Прудовская, Нещердовская и Сенненская морфоскульптуры представлены грядово-холмистыми краевыми ледниковыми образованиями, холмистыми и волнистыми моренными равнинами, а также волнистыми и наклонно-волнистыми водно-ледниковыми равнинами поозерского возраста геоморфологических районов Витебская возвышенность, Городокская возвышенность Заборская равнина и Сенненская равнина соответственно. Массоровская структура представляет собой наклонно-волнистую озерно-ледниковую низину поозерского возраста, осложненную камами геоморфологического района Шумилинская равнина. Витебская морфоскульптура соответствует Витебской кольцевой структуре 1-го порядка, Прудовская и Сенненская – Прудовской и Сенненской кольцевым структурам 2-го порядка соответственно, Массоровская – Савченковской кольцевой структуре 4-го порядка (см. рис. 3.1, 2.19).

Анализ мощностей четвертичных отложений, слагающих площадные эндо-экзогенные морфоскульптуры Белорусского Поозерья, позволил установить, что основное время их формирования – вторая половина среднего и верхний плейстоцен. Основными геодинамическими факторами, определившими характер их заложения и развития являются: формирование в среднем плейстоцене Восточно-Балтийской рифтовой системы и воздействие плейстоценовых ледниковых покровов (изостатическое прогибание под ледниковыми покровами, поднятие блоков земной коры по периферии области оледенений, гляциотектоническая переработка субстрата).

Сопоставление границ площадных эндо-экзогенных морфоскульптур с картами неотектонических (см. рис. 3.2) и кольцевых структур (см. рис. 2.19, 2.20), а также с картой морфоструктур (см. рис. 2.18) показывает, что они достаточно сходны между собой. Можно предположить, что

происхождение данных морфоскульптур в общих чертах было предопределено тектоническими и гляциотектоническими процессами, а морфологические элементы были созданы экзогенными факторами.

Чаще всего крупные положительные эндо-экзогенные морфоскульптуры выражены в мезорельефе в виде конечно-моренных возвышенностей и гряд, каменных массивов (см. рис. 2.21), нередко расположенных над разломами кристаллического фундамента, границами или областями сочленения крупных блоков земной коры (см. рис. 2.3), аномалиями геофизических полей (см. рис. 2.1, 2.2).

Ряд площадных эндо-экзогенных морфоскульптур выделяется в микрорельефе по особенностям расположения гидросети, строению речных долин, расположению болотных массивов и эолового рельефа и связан с гляциотектоническими процессами и современными тектоническими поднятиями.

3.3. Линейные эндо-экзогенные морфоскульптуры

Для выявления линейных эндо-экзогенных морфоскульптур анализировался характер рисунка базисных поверхностей 3-го и 4-го порядков (см. рис. 1.13, 1.14) и морфоизогипс (см. рис. 1.22 – 1.31), построенных в рамках структурно-геоморфологического ГИС-анализа.

Линейные эндо-экзогенные морфоскульптуры неравномерно распределены по территории Белорусского Поозерья. Большинство из них группируется в протяженные зоны, часто пересекающие всю территорию области исследований и даже выходящие на смежные площади. Всего на территории Поозерья была выделена 21 линейная эндо-экзогенная морфоскульптура (рис. 3.3). Они были сопоставлены с известными разломами кристаллического фундамента (см. рис. 2.3), что позволило выделить среди них две основные группы: 1) морфоскульптуры, представляющие собой активизированные фрагменты разломов кристаллического фундамента и осадочного чехла; 2) морфоскульптуры, проявившиеся на неотектоническом этапе.

Морфоскульптуры, представляющие собой активизированные фрагменты разломов кристаллического фундамента и осадочного чехла, наследуют (совпадают или близки по своему пространственному положению и ориентировке) фрагменты ранее существовавшей сети платформенных или доплатформенных дизъюнктивов. Морфоскульптуры, проявившиеся на неотектоническом этапе, имеют небольшую амплитуду либо представляют собой протяженные системы субпараллельных мегатрещин (без или малоамплитудных нарушений, флексур, зон повышенной трещиноватости), которые пространственно не связаны с древними разломами.

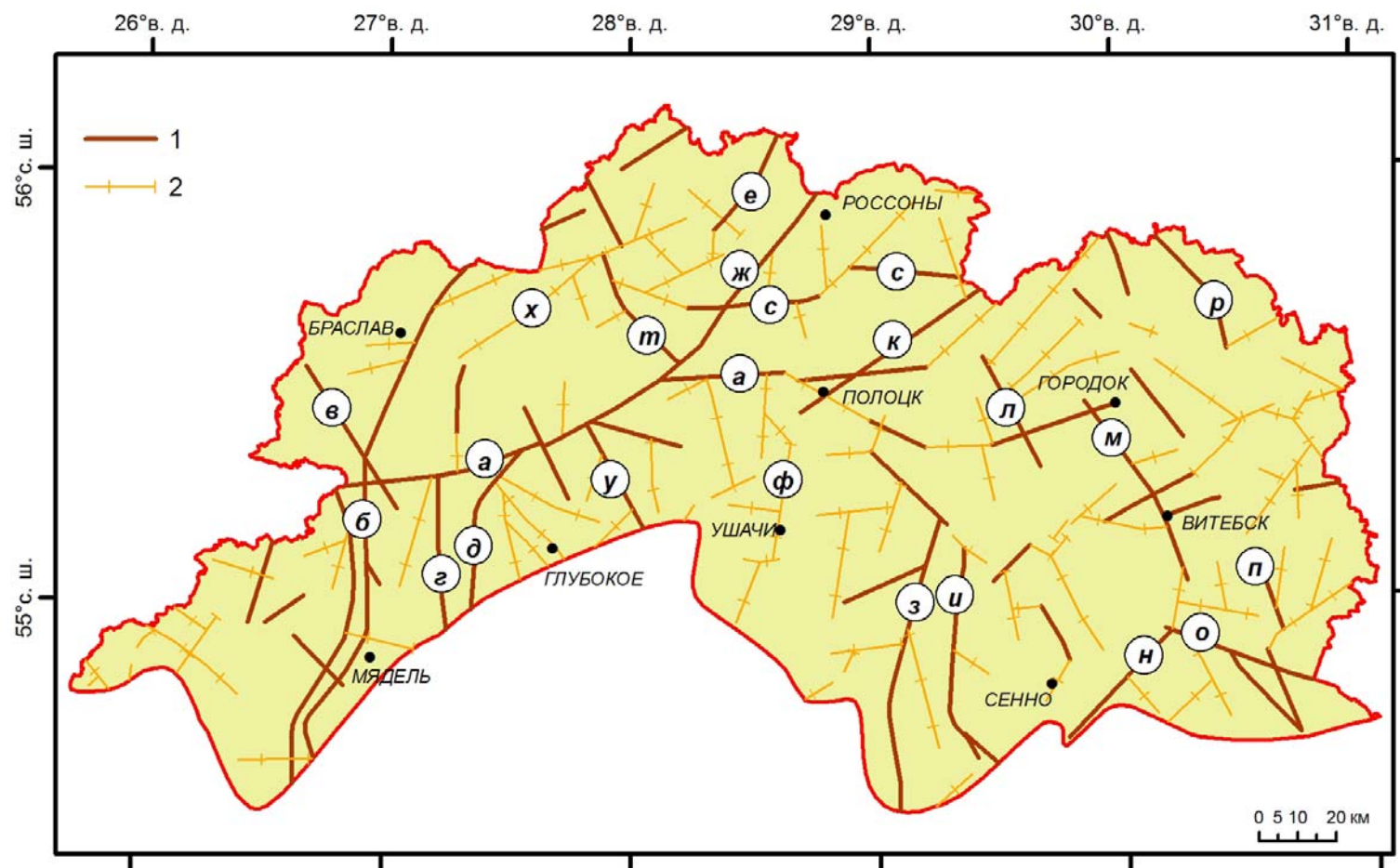


Рис. 3.3. Линейные эндо-экзогенные морфоскульптуры Белорусского Поозерья: 1 – представляющие собой активизированные фрагменты разломов кристаллического фундамента и осадочного чехла, 2 – проявившиеся на неотектоническом этапе; а – Полоцкая, б – Поставско-Браславская, в – Богинская, г – Воропаевская, д – Козловщинская, е – Миловидовская, ж – Борковичская, з – Чашникская, и – Усвейская, к – Полотская, л – Обольская, м – Витебская, н – Заозерьевская, о – Лучосенская, п – Веретейская, р – Ловатская, с – Дрисненская, т – Верхнедвинская, у – Мнютненская, ф – Ушачская, х – Вятская

Среди морфоскульптур, встраивающихся в ортогональную систему, отмечаются 6 основных зон субмеридиональной ориентировки: Поставско-Браславская, Воропаевская, Козловщинская, Чашникская, Усвейская, Ушачская. Первая из них наследует фрагменты Дятловского и Воложинского разломов доплатформенного заложения, вторая – Кареличского, третья – Ивацевичского, четвертая – Чашникского, пятая – Бешенковичского разломов. Ушачская линейная зона проявилась на неотектоническом этапе.

Выделено 13 морфоскульптур, составляющих диагональную систему. Это эндо-экзогенные морфоскульптуры северо-восточного простирания: Миловидовская, Полотская, Заозерьевская, Борковичская, Вятская. Первая представляет собой активизированные фрагменты Кареличского разлома кристаллического фундамента, вторая – Глубокского. Вятская морфоскульптура проявилась на неотектоническом этапе. Среди морфоскульптур северо-западного простирания отмечаются: Богинская, Мнютненская, Верхнедвинская, Обольская, Витебская, Лучосенская, Веретейская, Ловатская. Богинская наследует фрагмент Докшицкого разлома доплатформенного заложения, Обольская – Богушевского, Витебская – Витебского, Веретейская и Ловатская – Руднянского.

Основные морфоскульптуры субширотного простирания: Полоцкая и Дрисненская. Они, как и ряд небольших линейных морфоскульптур того же простирания, а также диагональной системы, представляют собой фрагменты активизированных разломов Полоцко-Курземского пояса.

Геологические данные [34] свидетельствуют о проникновении разрывных нарушений кристаллического фундамента и осадочного чехла в толщу четвертичных отложений и молодом (не древнее среднего плейстоцена) возрасте многих линейных эндо-экзогенных морфоскульптур. Признаками дифференцированных движений по линейным морфоскульптурам являются нарушения первоначального залегания отложений, выраженные в форме уступов, флексур, разрывов слоев, резкое изменение мощности и состава аккумуляций на разных крыльях активной зоны, локализация над такой зоной конечно-моренных, озовых и других гряд, совпадающих с ней по простиранию, расположение непосредственно над разломом крупных гляциодислокаций и эрозионных (ледниковых ложбин и речных долин) врезов [29, 34, 70, 72], рис. 3.4.

Многочисленные примеры проявления активных разрывных нарушений дало изучение детальных геологических профилей, построенных по данным выполнения крупномасштабных геолого-съемных геологоразведочных, инженерно-геологических и других работ (рис. 3.5–3.9).

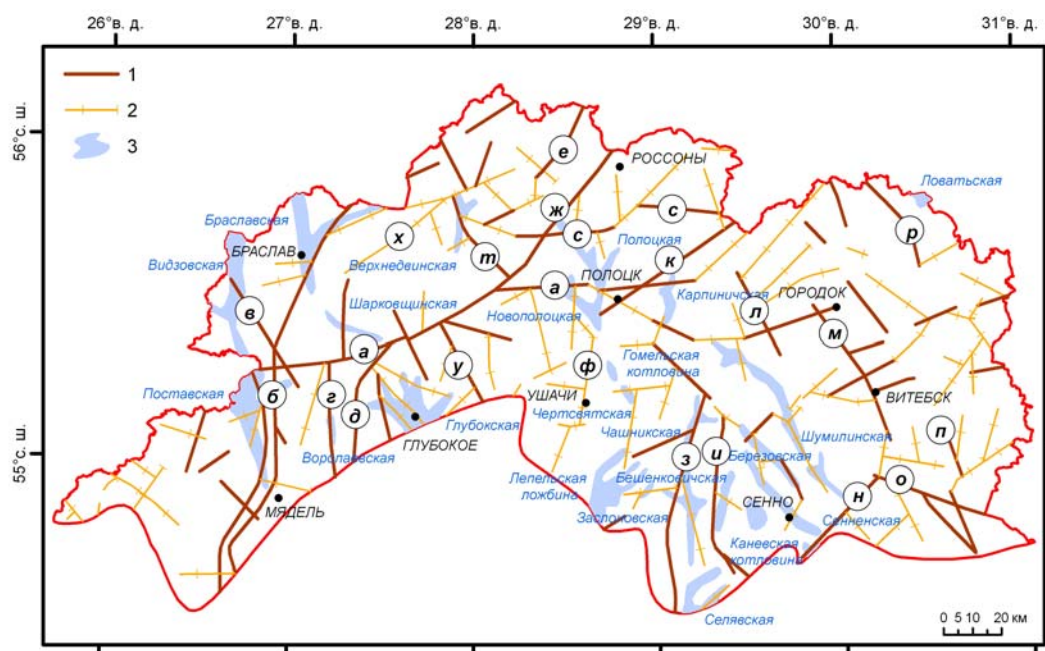


Рис. 3.4. Линейные эндо-экзогенные морфоскульптуры Белорусского Поозерья и ледниковые ложбины

Обозначения эндо-экзогенных морфоскульптур (1–2) такие же, как и на рисунке 3.3; 3 – ледниковые ложбины по [42]

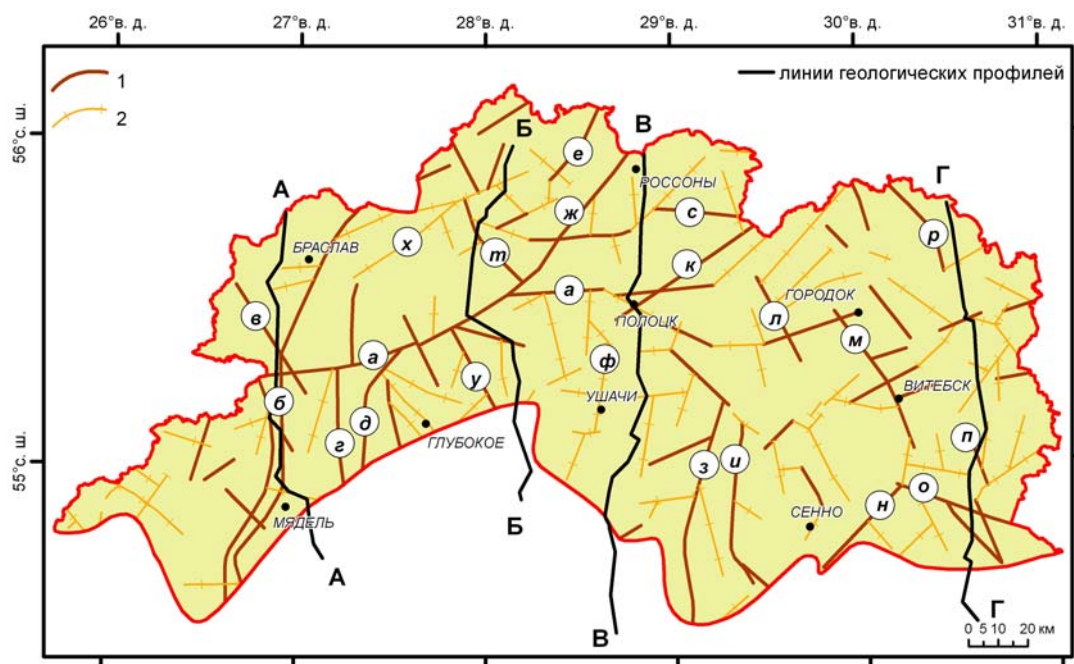


Рис. 3.5. Положение линий геологических профилей

Обозначения эндо-экзогенных морфоскульптур (1-2) такие же, как и на рисунке 3.3

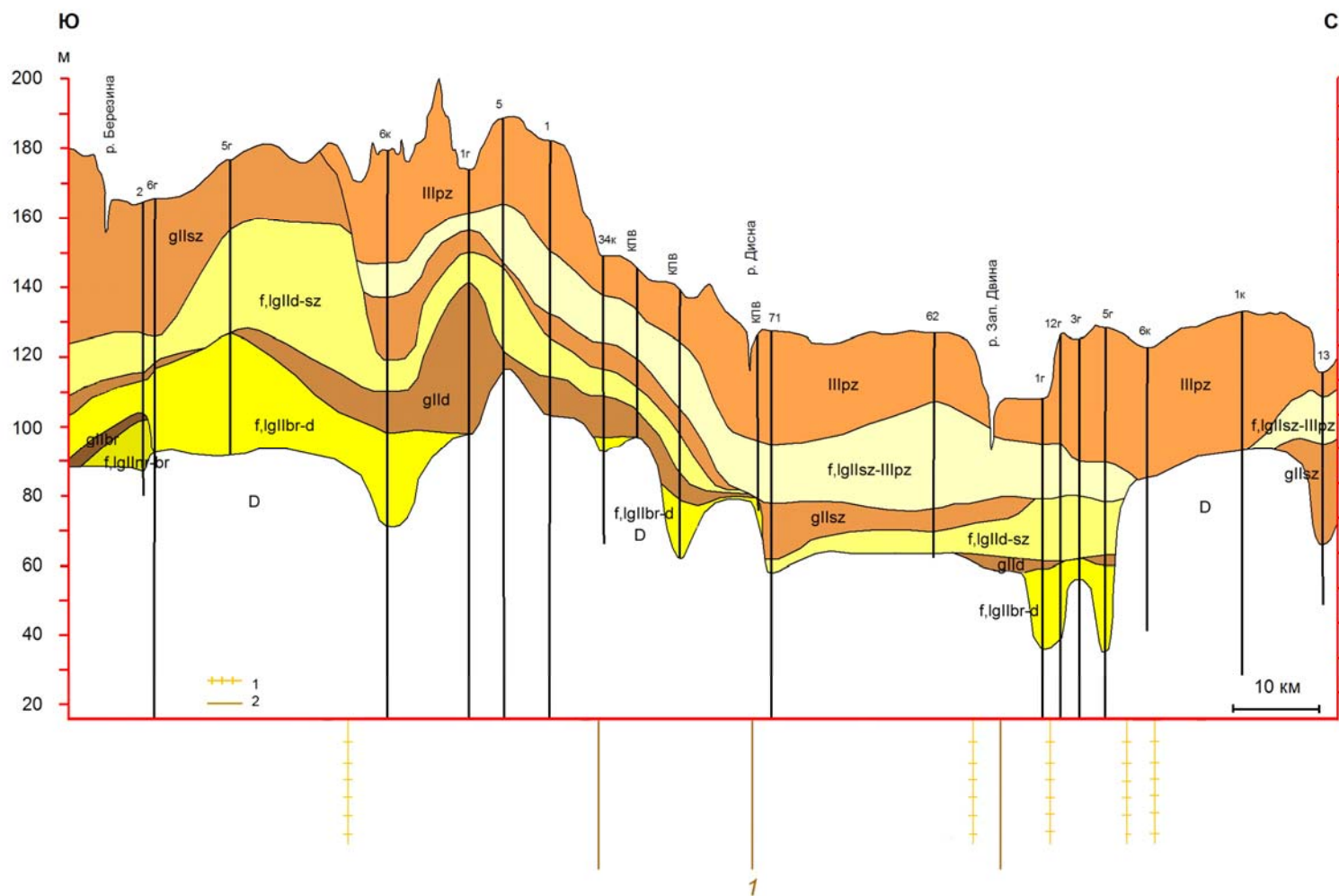


Рис. 3.7. Геологический профиль по линии Б-Б (по данным скважин [91])

Условные обозначения такие же, как и на рисунке 3.6. Цифрами обозначены следующие эндо-экзогенные морфоскульптуры линейного характера: 1 – Полоцкая.

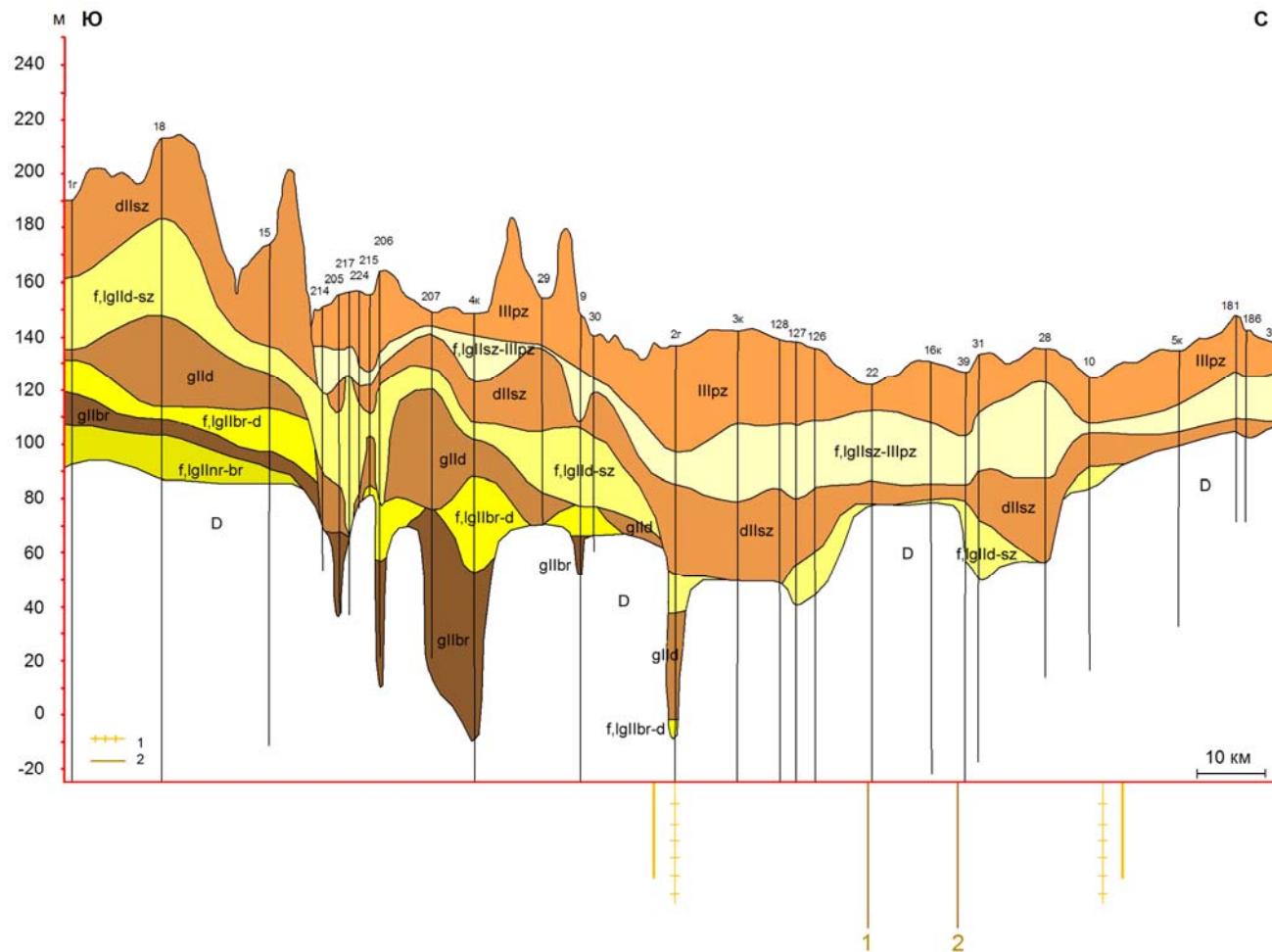


Рис. 3.8. Геологический профиль по линии В-В (по данным скважин [91])

Условные обозначения такие же, как и на рисунке 3.6. Цифрами обозначены следующие эндо-экзогенные морфоскульптуры линейного характера: 1 – Полотская, 2 – Полоцкая.

По геолого-геоморфологическим материалам достаточно уверенно идентифицируются новейшие структуры локального уровня, сформировавшиеся (либо формирующиеся до настоящего времени) в результате относительного смещения блоков, которые ограничены активными разломами. Сопоставление выявленных по данным бурения характерных деформаций в структур толщи четвертичных отложений (флексурообразных перегибов слоев, складок) со структурными элементами (пликативными и разрывными) допозднеолигоценовых образований платформенного чехла и фундамента в ряде случаев позволяет сделать заключение о преимущественно тектонической (неотектонической) природе части таких деформаций и образованных в результате дифференцированных движений по проникающим в четвертичные отложения разломам структурных форм.

Морфологически активные разломы лучше всего выражаются уступами, разделяющими расположенные на разном гипсометрическом уровне ступени. Такие ступени прослеживаются как по подошве и мощности опорных горизонтов, так и в современном рельефе. Относительная высота таких уступов составляет 10–15 м. Учитывая возраст слагающих рельеф отложений, можно предположить, что некоторые из рассматриваемых тектонических уступов сформировались в самом конце верхнего плейстоцена и продолжают развиваться до настоящего времени. Такие уступы на значительных отрезках образуют борта Полоцкого приледникового озера, долины Западной Двины и других рек [34, 58]. Позднеплейстоценовая активизация движений по разломам была в значительной степени обусловлена гляциоизостатическим фактором [29, 70, 72, 142-149].

В мезо- и микрорельефе линейные эндо-экзогенные морфоскульптуры представлены в форме линейно ориентированных краевых ледниковых образований, озов и озоподобных гряд, гляциодислокаций, мосаров, коленообразных изгибов рек, спрямленных участков речных долин, прямолинейных эрозионных и абразионных уступов, линейно ориентированных озерных котловин, эоловых гряд и холмов (рис. 3.10–3.13).

3.3.1. Полоцкая линейная эндо-экзогенные морфоскульптура

Одной из крупнейших линейных эндо-экзогенных морфоскульптур физико-географической провинции Белорусское Поозерье является Полоцкая. Она представляет собой активизированные фрагменты разломов глубинного Полоцко-Курземского пояса разломов.

Полоцко-Курземский пояс разломов представляет собой систему разломов различного порядка преимущественно широтного простирания.

Разломы были выделены Р. Г. Гарецким, путем анализа геологических и геофизических данных [29, 32]. Зона разломов прослеживается с востока на запад примерно на 800 км, ширина зоны варьирует в пределах от 120 до 160 км.

Полоцко-Курземский пояс контролируется субширотными разломами – на юге Неманско-Полоцким, а на севере Лиепайско-Локновским (рис. 3.14). Первый на западе совпадает с Неманской зоной разломов, которая состоит из серии сбросов, рассекающих каледонский структурный комплекс и имеющих амплитуду по поверхности фундамента до 100–150 м. На востоке он контролируется глубинной зоной, которая разделяет блоки земной коры разного глубинного строения с амплитудой по поверхности Мохо 3 км [32]. Северный краевой разлом на западе сопрягается с западной оконечностью Лиепайско-Рижской зоны разломов. К северу от него поверхность Мохо залегает на глубине около 55 км, а к югу 65 км, т. е. его амплитуда достигает 10 км [32]. Лиепайско-Рижская зона разломов вытянута на расстояние более 300 км и состоит из серии кулисообразных и параллельных сбросов, а в средней части местами и взбросов. Максимальные амплитуды разрывов на поверхности фундамента до 600–650 м, обычно – 100–150 м. Восточное продолжение северного краевого разлома, проходящее вблизи г. Локно, установлено по характеру гравитационного и магнитного полей [29, 32].

Формирование Полоцко-Курземского пояса разломов происходило в мезопротерозое и ассоциируется с АМСГ и А-типа гранитоидными интрузиями (примерно 1,5–1,45 млрд лет назад). Возникновение данной зоны объясняется отдаленным эффектом процессов горообразования, происходивших в западной части Балтийского щита или, по другой версии, связано с коллизией Восточно-Европейской платформы с другим кратоном, например с Амазонией [150–152].

Возможным продолжением краевых разломов Полоцко-Курземского пояса через Балтийское море являются остров Борнхольм (Дания) и зона Смоланд-Блекинге (Швеция). Последняя представляет собой систему разломов преимущественно широтного простиранья и является границей отделяющей палеопротерозойские (1,77–1,75 млрд лет назад) гранитоиды востока провинции Блекинге от палеопротерозойских (старше 1,77 млрд лет назад) гранитоидов провинции Смоланд [154]. Согласно [154–156], эта довольно узкая (ширина до 1,5 км) зона состоит из серии разломов различного порядка. Внутри зоны преобладают гнейсы и милониты.

Вдоль зоны разломов Смоланд-Блекинге преимущественно деформированные и метаморфизованные гранитоиды блока Блекинге были приподняты по отношению к недеформированным и неметаморфизованным

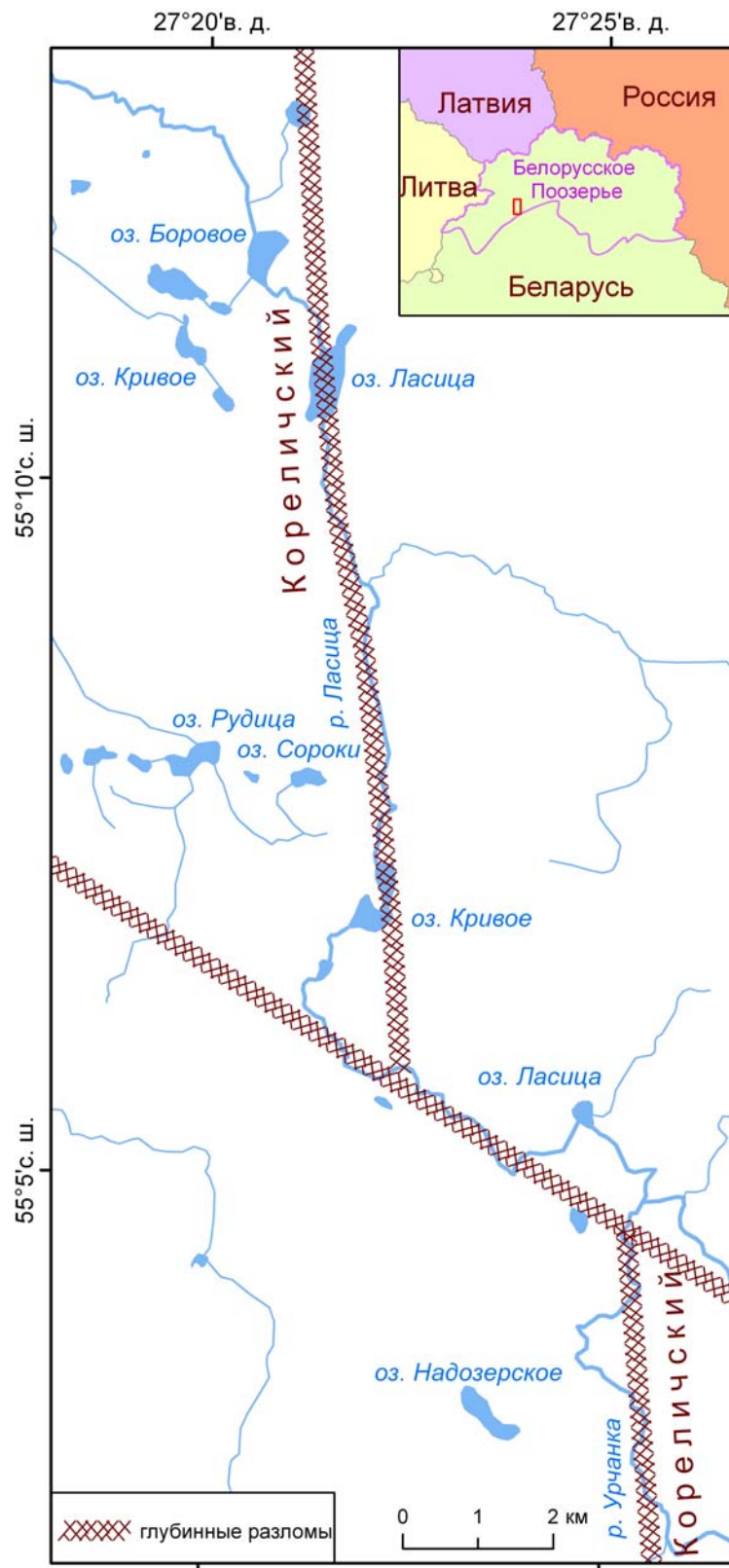


Рис. 3.10. Козловщинская линейная эндо-экзогенная морфоскульптура, соответствующая Кореличскому глубинному разлому мантийного заложения

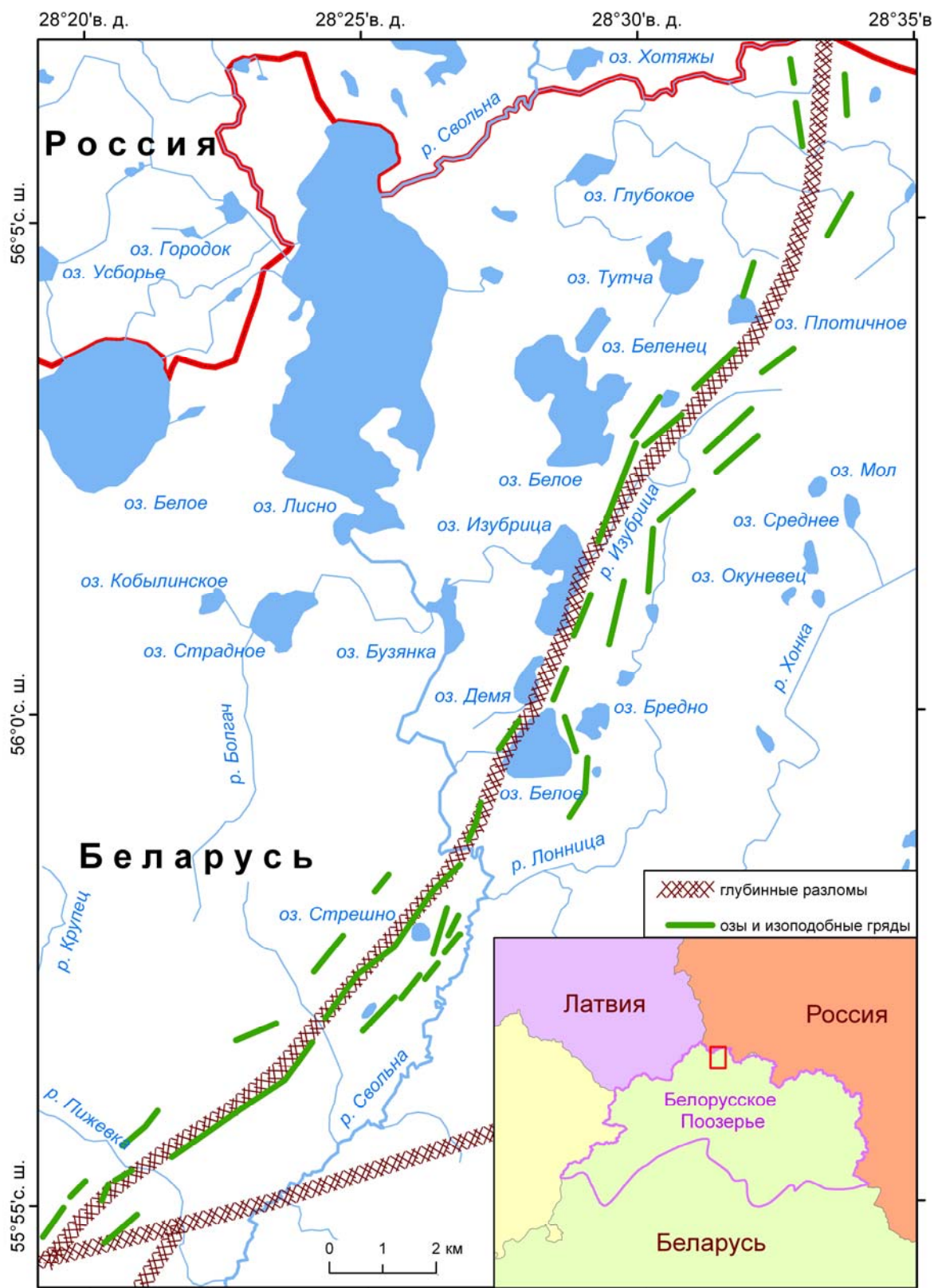


Рис. 3.11. Миловидовская линейная эндо-экзогенная морфоскульптура, соответствующая коровому глубинному разлому

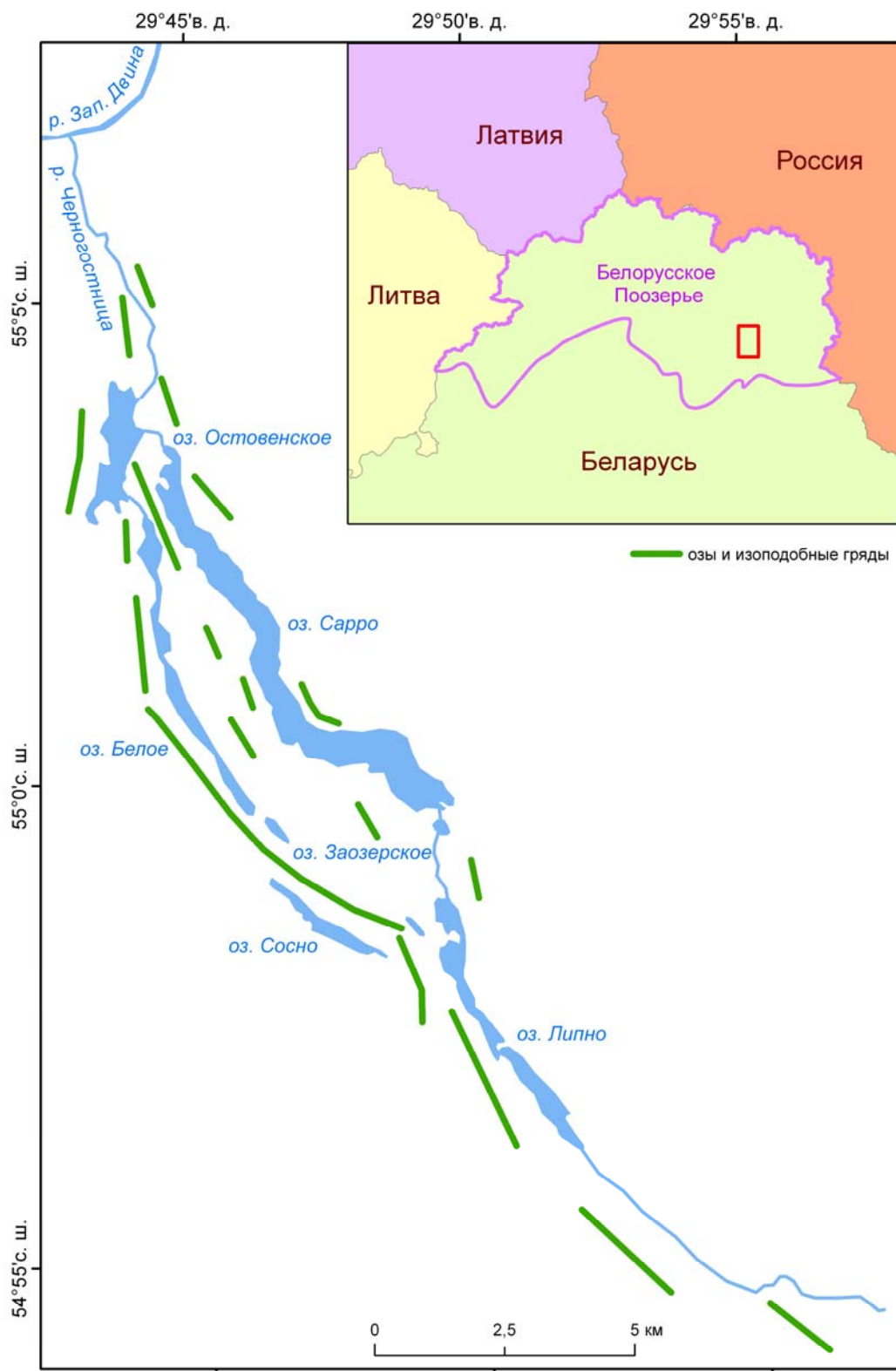


Рис. 3.12. Линейная эндо-экзогенная морфоскульптура, проявившаяся на неотектоническом этапе и соответствующая фрагменту Шумилинской ледниковой ложбины



Рис. 3.13. Полотская эндо-экзогенная морфоскульптура, соответствующая Глубокскому глубинному разлому мантийного заложения

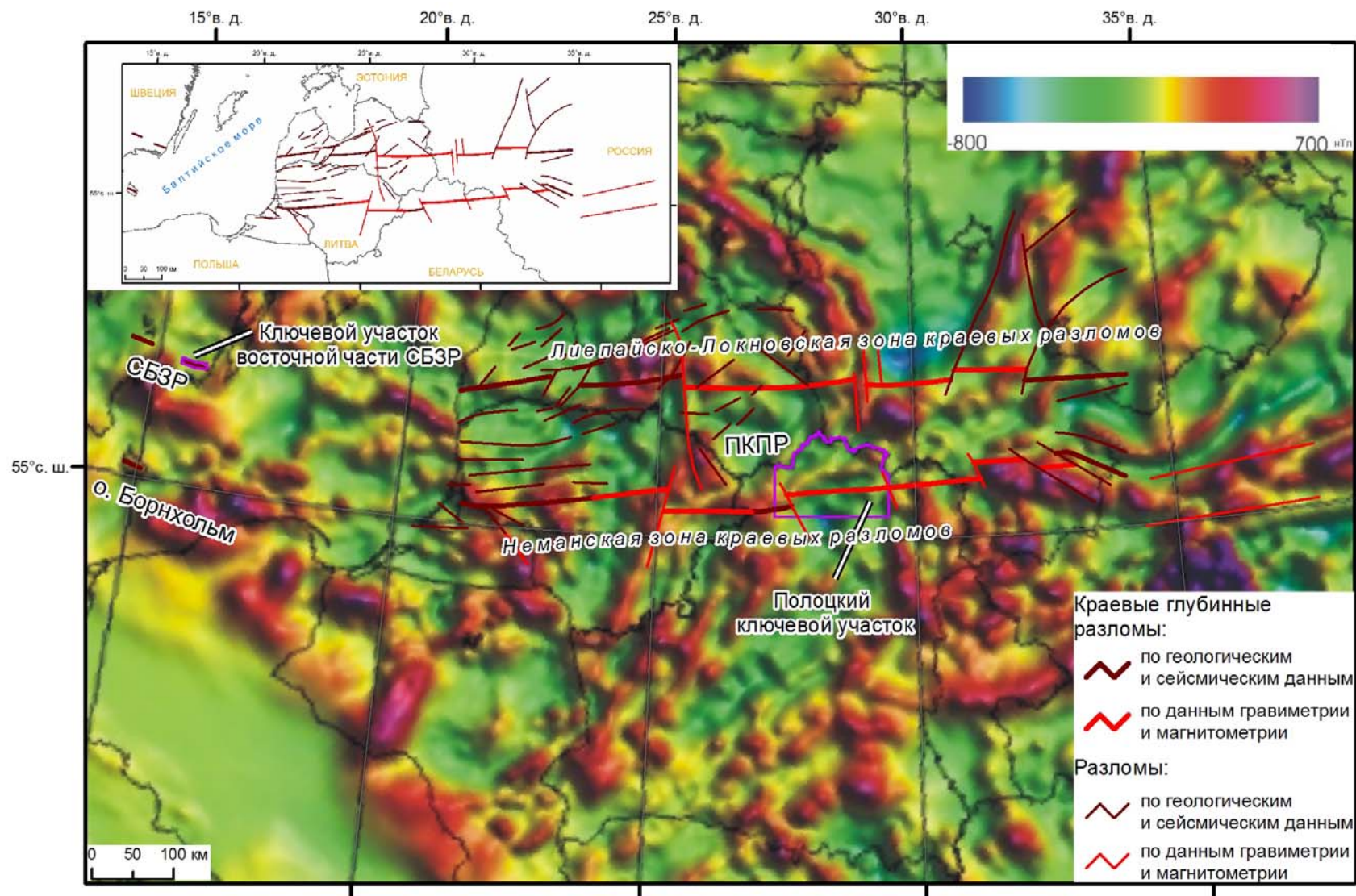


Рис. 3.14. Полоцко-Курземский пояс разломов (по данным [32, 153])

гранитоидам блока Смоланд. Деформация и тектоническое поднятие произошло прежде или одновременно с интрузиями гранитов типа Карлсхамн примерно 1,45 млрд лет назад [154, 157]. Следуя на восток, зона Смоланд-Блекинге внедряется в plutон Эрингсбода. Однако карты магнитных аномалий позволяют проследить данную деформационную зону восточнее массива Эрингсбода с небольшим смещением (около 4 км) по зоне разломов Карлскруна (рис. 3.15).

Краевые разломы Полоцко-Курземского пояса и Смоланд-Блекинге зоны являются сейсмически довольно активными. Эпицентры землетрясений с магнитудами от 2 до 3 отмечены практически на всем протяжении Лиепайско-Локновского краевого разлома Полоцко-Курземской зоны (рис. 3.16). Гипоцентры данных землетрясений находились преимущественно в кристаллическом фундаменте (глубина 3–15 км). Неманско-Полоцкий краевой разлом менее активен по сравнению с Лиепайско-Локновским. Зафиксированы отдельные землетрясения с магнитудами до 3, происходившие из кристаллического фундамента (глубина гипоцентров 9–15 км) [158]. На острове Борнхольм и по простиранию зоны разломов Смоланд-Блекинге также были отмечены землетрясения, происходившие преимущественно из кристаллического фундамента (глубина гипоцентров 6–8 км).

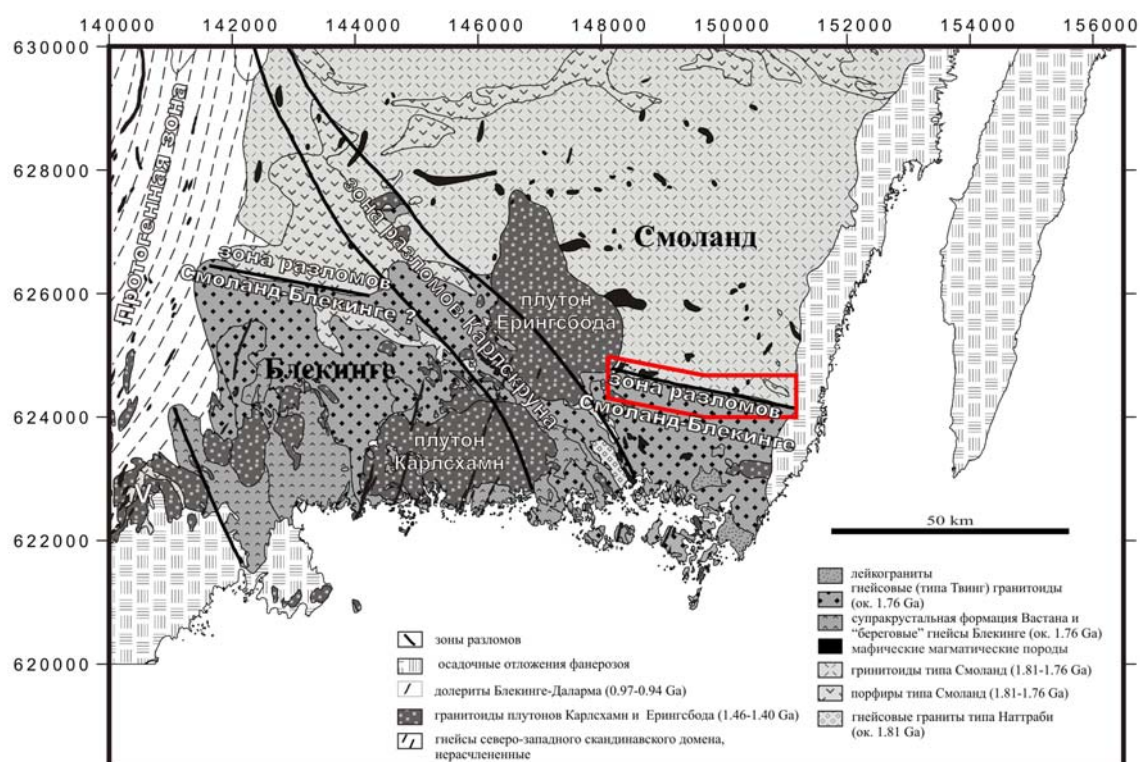


Рис. 3.15. Геологическая карта Блекинге [154]

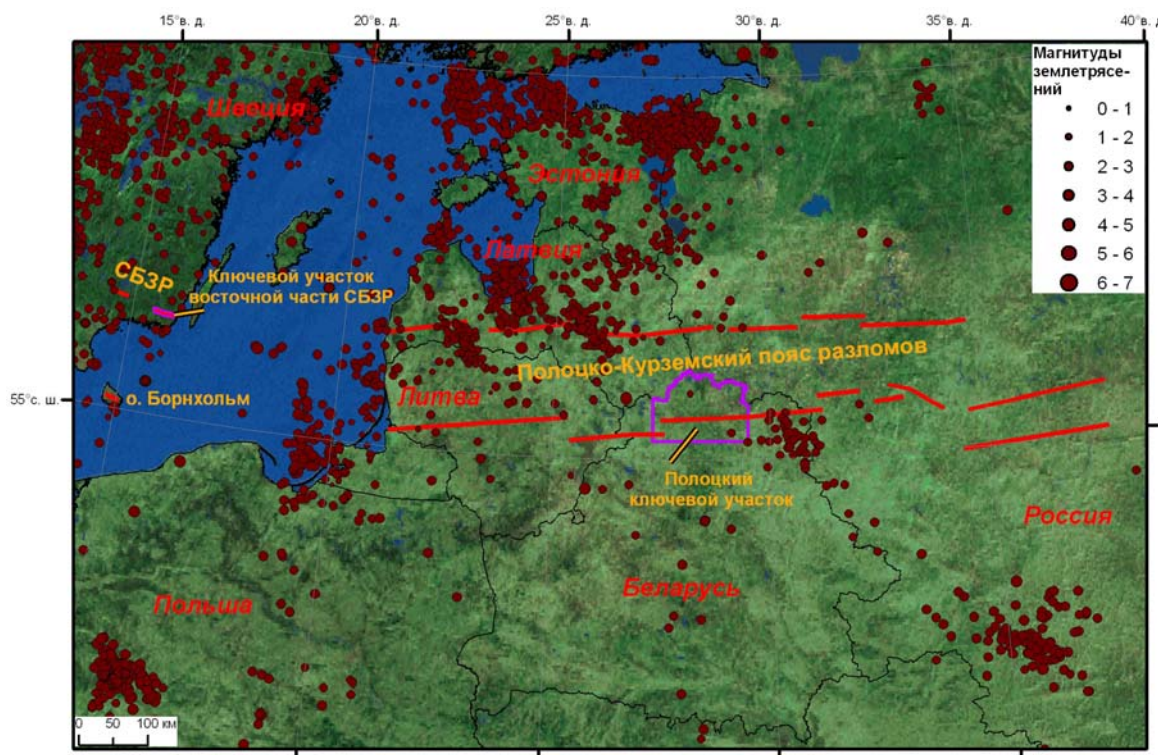


Рис. 3.16. Сейсмическая активность в районе Полоцко-Курземского пояса разломов с 1900 по 2010 г. (по данным [29, 34, 158])

Пространственное взаиморасположение довольно значительных отрезков Полоцкой линейной эндо-экзогенной морфоскульптуры с глубинными разломами Полоцко-Курземского пояса (рис. 3.17), влияние разломов пояса на строение четвертичной толщи, проявившееся в виде флексуриобразных перегибов слоев, резком изменении мощности и состава аккумуляций на разных крыльях разломов (см. рис. 3.11–3.13), сейсмическая активность по глубинным разломам (см. рис. 3.16) – все это позволяет предположить активность разломов Полоцко-Курземского пояса на неотектоническом этапе. Однако невыясненным остается вопрос влияния разломных зон глубинной литосферы на формирование и развитие всего осадочного чехла, а также современный рельеф и гидрографию.

Используя метод ГИС-корреляций структурных поверхностей кристаллического фундамента, осадочного чехла, современного рельефа количественно определена степень унаследованности структурами осадочного чехла и современным рельефом гипсометрических черт кристаллического фундамента и характер влияния фундамента на развитие этажей осадочного чехла и современный рельеф.

Для построения ГИС-моделей корреляции были выбраны два ключевых участка. Это Полоцкая часть Полоцко-Курземского пояса в Белорусском Поозерье и восточная часть зоны Смоланд-Блекинге на юго-востоке Швеции (см. рис. 3.14). Данные ключевые участки различаются по строению кристаллического фундамента и осадочного чехла.

Кристаллический фундамент Полоцкого участка имеет горстово-грабенную структуру [32, 34, 52, 55]. Неманско-Полоцкий южный краевой разлом, а также остальные разломы Полоцко-Курземского пояса разделяют кристаллический фундамент Полоцкого ключевого участка на несколько блоков (рис. 3.18–3.19). Верхнепротерозойский фундамент Полоцкого участка перекрыт мезопротерозойскими рифейскими (Ectasian-Stenian), неопротерозойскими вендскими (Ediacaran), кембрийскими, ордовикскими, девонскими и четвертичными отложениями [34, 55, 159]. В общих чертах современный рельеф исследуемого участка представляет собой форму бассейна. Полоцкая озерно-ледниковая низина занимает центральную часть участка. Низина представляет собой результат существования здесь крупного Полоцкого приледникового озера после таяния и отступления поозерского ледника. Современная гидрологическая сеть ключевого участка была сформирована как раз после спуска данного приледникового озера [58]. Полоцкую низину окружают Браславская, Ветринская, Освейская и Нещедринская возвышенности.

Кристаллический фундамент в пределах ключевого участка, расположенного в восточной части зоны разломов Смоланд-Блекинге, залегает неглубоко от поверхности современного рельефа. Фундамент на территории участка имеет четко выраженную блоковую структуру (рис. 3.20). Осадочный чехол участка преимущественно сложен четвертичными отложениями времени последнего плейстоценового оледенения (Weichselian) и голоцена (рис. 3.21). Предположительно, дочетвертичные отложения, как и отдельные участки кристаллического фундамента на данной территории, были эродированы плейстоценовыми ледниками, продвигавшимися по данной территории. На крайнем востоке распространены отложения нижнего карбона, перекрытые моренными отложениями последнего плейстоценового оледенения и голоценовыми песками. Современный рельеф данной территории сформирован как кристаллическим фундаментом в местах его выхода на дневную поверхность, так и четвертичными отложениями, геоморфологические формы которых были созданными процессами вытаивания блоков мертвого льда при отступании последнего плейстоценового оледенения [160].

В мезопротерозое палеопротерозойский кристаллический фундамент в пределах Полоцкого ключевого участка был разбит на серию горстов

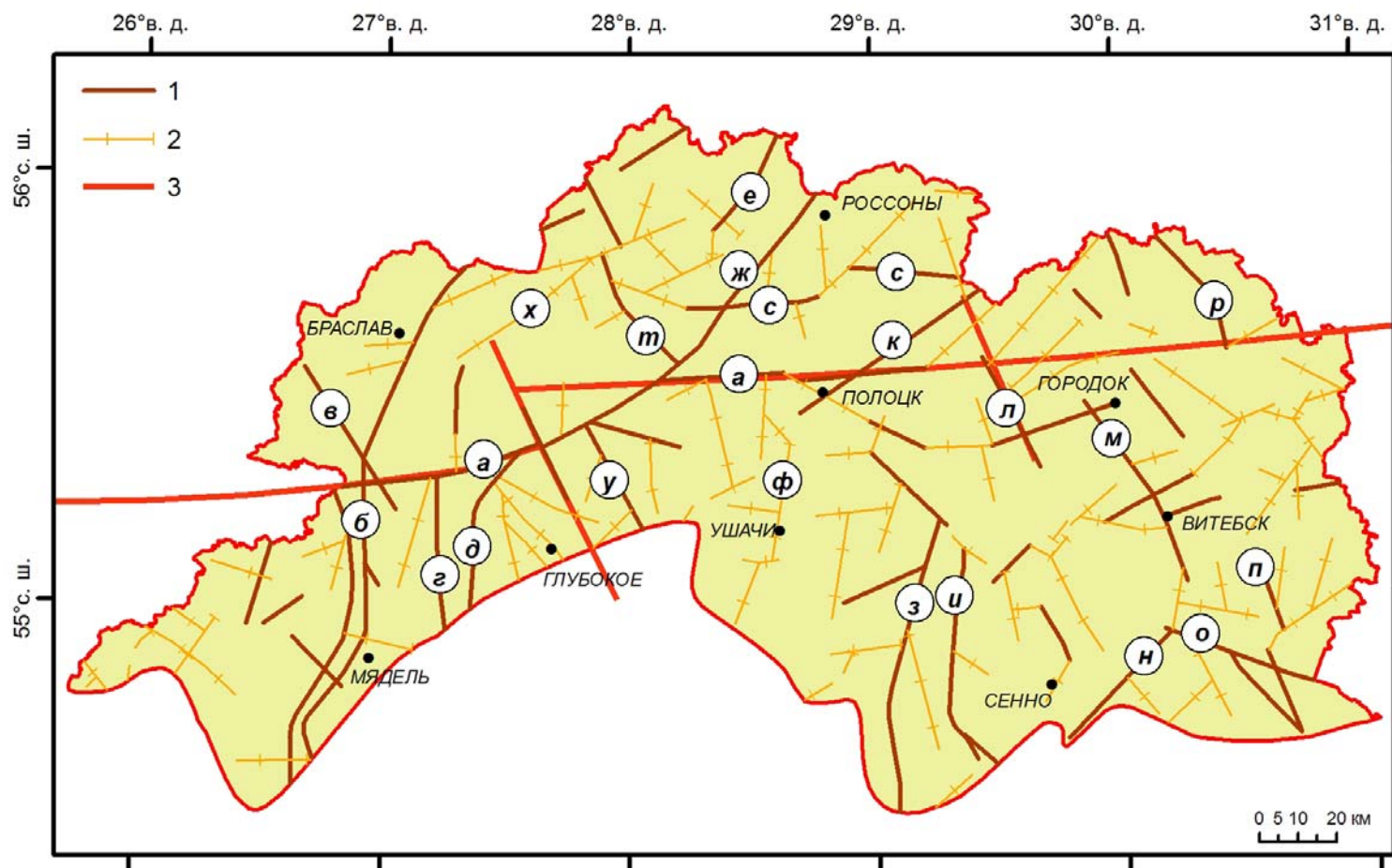


Рис. 3.17. Пространственное взаиморасположение линейных эндо-экзогенных морфоскульптур Белорусского Поозерья и Неманско-Полоцкого краевого разлома Полоцко-Курземского пояса

Эндо-экзогенные морфоскульптуры линейного характера: 1 – представляющие собой активизированные фрагменты разломов кристаллического фундамента и осадочного чехла, 2 – проявившиеся на неотектоническом этапе; 3 – Неманско-Полоцкий краевой разлом Полоцко-Курземского пояса (по [32]). Буквами на карте обозначены эндо-экзогенные морфоскульптуры линейного характера как на рисунке 3.3.

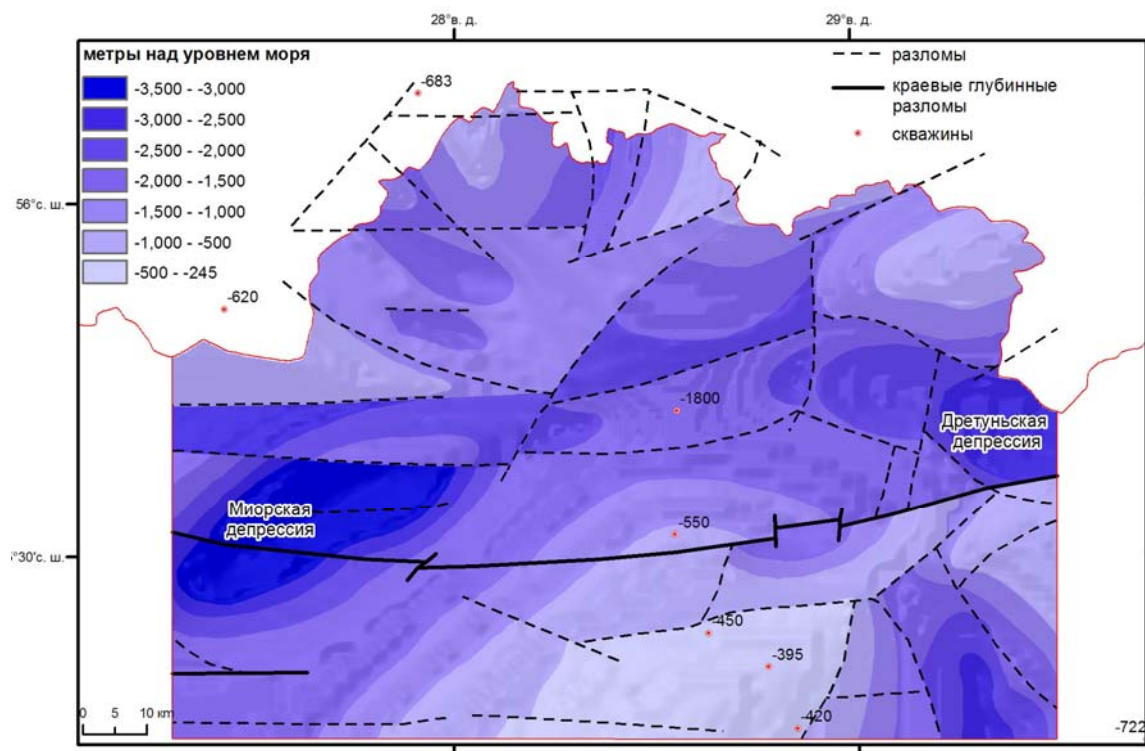


Рис. 3.18. Структурная карта кровли кристаллического фундамента в пределах Полоцкого участка Полоцко-Курземского пояса разломов [32]

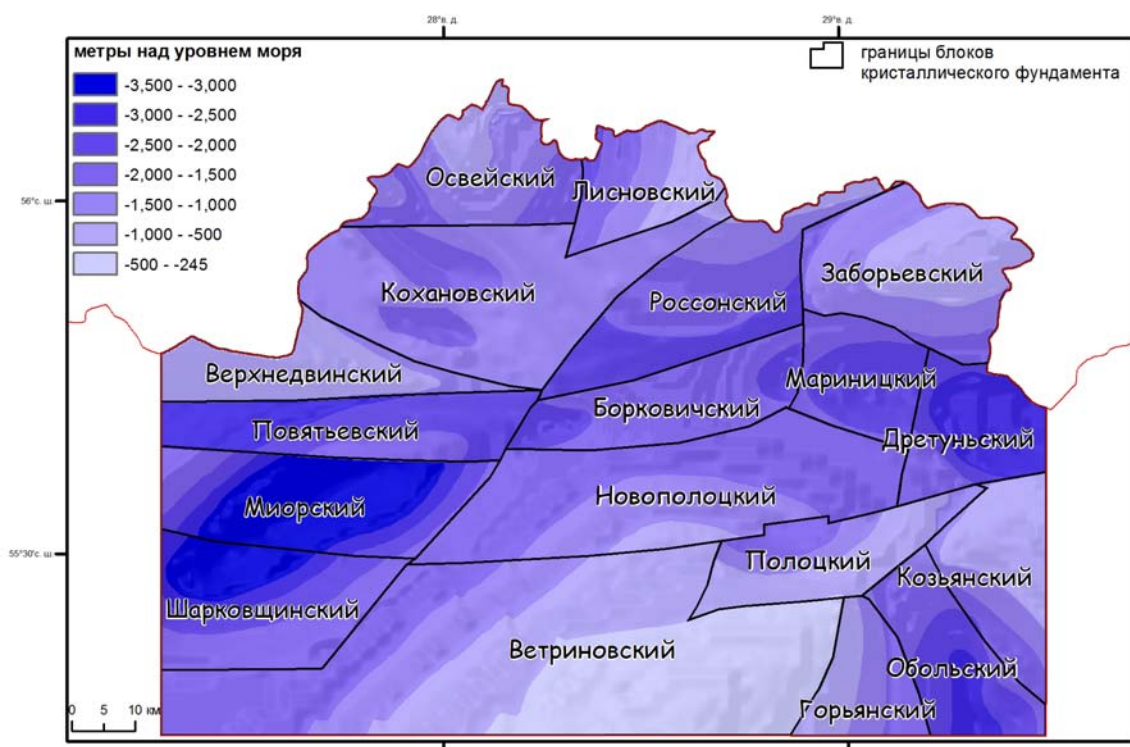


Рис. 3.19. Блоки кристаллического фундамента в пределах Полоцкого участка Полоцко-Курземского пояса разломов

и грабенов по разломам Полоцко-Курземской зоны. Формирование данной зоны разломов было связано с орогенными процессами, происходившими в юго-западной части Восточно-Европейского кратона. Горстово-грабеновая структура кристаллического фундамента и разломы Полоцко-Курземской зоны были выявлены Р. Г. Гарецким и др. по результатам детальных геофизических исследований [29, 32]. Используя карту магнитных аномалий [29, 34, 52] и данные по петрографии [34, 52, 129], было установлено, что большинство горстов кристаллического фундамента на Полоцком участке сложены преимущественно породами низкой плотности с низкой степенью намагниченности; с другой стороны, все грабены состоят из пород высокой плотности и намагниченности.

Горстово-грабеновая структура кристаллического фундамента и состав слагающих их пород могли оказывать влияние на развитие осадочного чехла. Для определения возможного влияния были проанализированы такие параметры, как гипсометрия кровли кристаллического фундамента, состав горных пород, слагающих фундамент; гипсометрия кровли основных этажей осадочного чехла, литология пород осадочного чехла, коэффициенты корреляции между поверхностью кровли кристаллического фундамента и поверхностями кровли каждого структурного этажа осадочного чехла (рис. 3.22–3.23, табл. 3.1).

Предположительно, породы фундамента с низкой плотностью и намагниченностью могли способствовать тектоническому поднятию территории, и, напротив, горные породы с высокой плотностью и намагниченностью могли вызывать тектоническое опускание. Литологический состав пород осадочного чехла позволяет реконструировать палеогеографические условия осадконакопления в различные периоды формирования чехла. Такие отложения, как песчаники и алевролиты позволяют предполагать относительно мелководные условия осадконакопления, а доломиты и известняки – глубоководные условия осадконакопления. Коэффициенты корреляции между поверхностью кровли кристаллического фундамента и поверхностями кровли каждого структурного этажа осадочного чехла позволяют выделить периоды одинаковых гипсометрических характеристик поверхности фундамента и горизонта осадочного чехла (положительные коэффициенты корреляции) и ситуации гипсометрической инверсии (негативные коэффициенты корреляции).

Анализ всех перечисленных выше параметров позволил произвести следующую группировку блоков кристаллического фундамента Полоцкого участка:

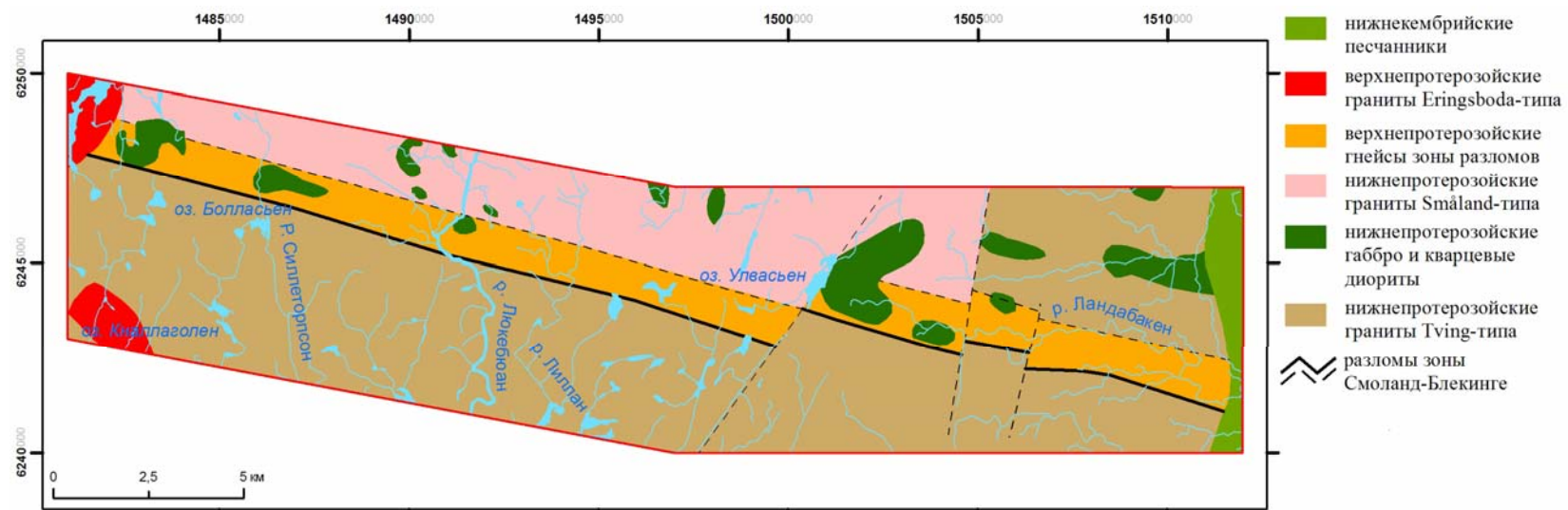


Рис. 3.20. Карта дочетвертичных отложений восточной части зоны разломов Смоланд-Блекинге (по данным [155])

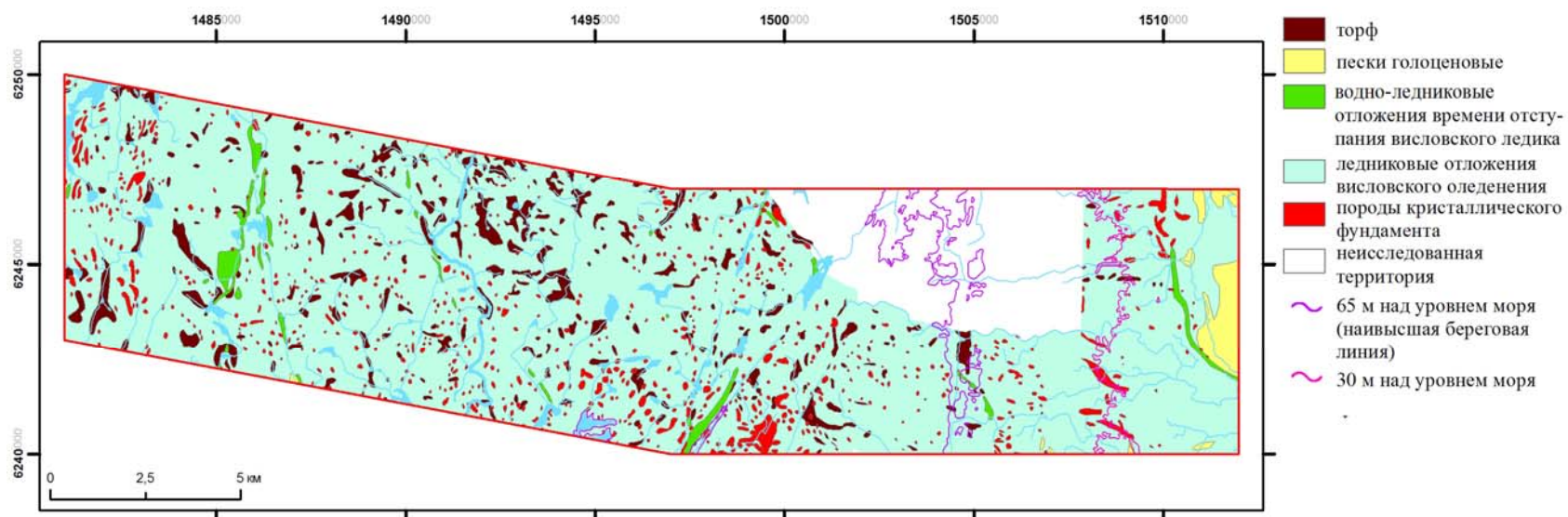


Рис. 3.21. Карта четвертичных отложений восточной части зоны разломов Смоланд-Блекинге (по данным [134])

- *Группа 1* включает Верхнедвинский, Освейский, Ветриновский и Полоцкий блоки фундамента, которые на протяжении всего фанерозоя испытывали только тектоническое опускание или только тектоническое поднятие. Эта тенденция связана с составом пород, слагающих блоки фундамента (блоки с низкой плотностью и намагниченностью пород испытывали тектоническое поднятие, а блоки с высокой плотностью и намагниченностью пород – тектоническое опускание) и подтверждается тем, что преимущественно терригенные осадки слагают осадочный чехол над блоками с низкой намагниченностью и плотностью пород фундамента и исключительно карбонатные над блоками с высокой намагниченностью и плотностью пород;

- *Группа 2* включает блоки фундамента, бывшие наиболее тектонически активными на протяжении последнего (неотектонического) периода. Для некоторых блоков, таких как Лисновский, Россонский и Борковичский, состав пород фундамента предопределил характер неотектонической активности, для других блоков (Шарковщинский, Козьянский, Дретуньский и Заборьевский) он играл подчиненную роль, так как эти грабены были заполнены мощными осадочными отложениями, а горсты сложены тяжелыми основными и ультраосновными породами;

Группа 3 состоит из блоков фундамента, которые на различных этапах фанерозоя испытывали как тектонические поднятия, так и опускания (Миорский, Повятыевский, Кохановский, Новополоцкий, Горьянский, Обольский и Мариницкий). Различный характер тектонической активности частично был связан с составом пород, слагающих фундамент, но также, возможно, был вызван влиянием орогенных процессов, происходивших недалеко от пределов Восточно-Европейского кратона (каледонская, герцинская, альпийская эпохи горообразования), а также плейстоценовых оледенений.

Группировка блоков кристаллического фундамента, а также анализ палеогипсометрии и литологии кристаллического фундамента, слоев осадочного чехла, и корреляционный анализ позволили лучше понять эволюцию осадочного чехла на Полоцком ключевом участке и связь «кристаллический фундамент – осадочный чехол» в пределах Полоцко-Курземского пояса разломов.

На протяжении неопротерозоя и раннего палеозоя блоки фундамента с низкой плотностью и намагниченностью кристаллических пород, принадлежащие первой группе, испытывали тектоническое поднятие, в то время как блоки с высокой плотностью и намагниченностью этой же группы опускались. Обольский и Дретуньский грабены стали опускаться в рифе в связи с развитием Волыно-Оршанского авлакогена [29, 34, 55, 123].

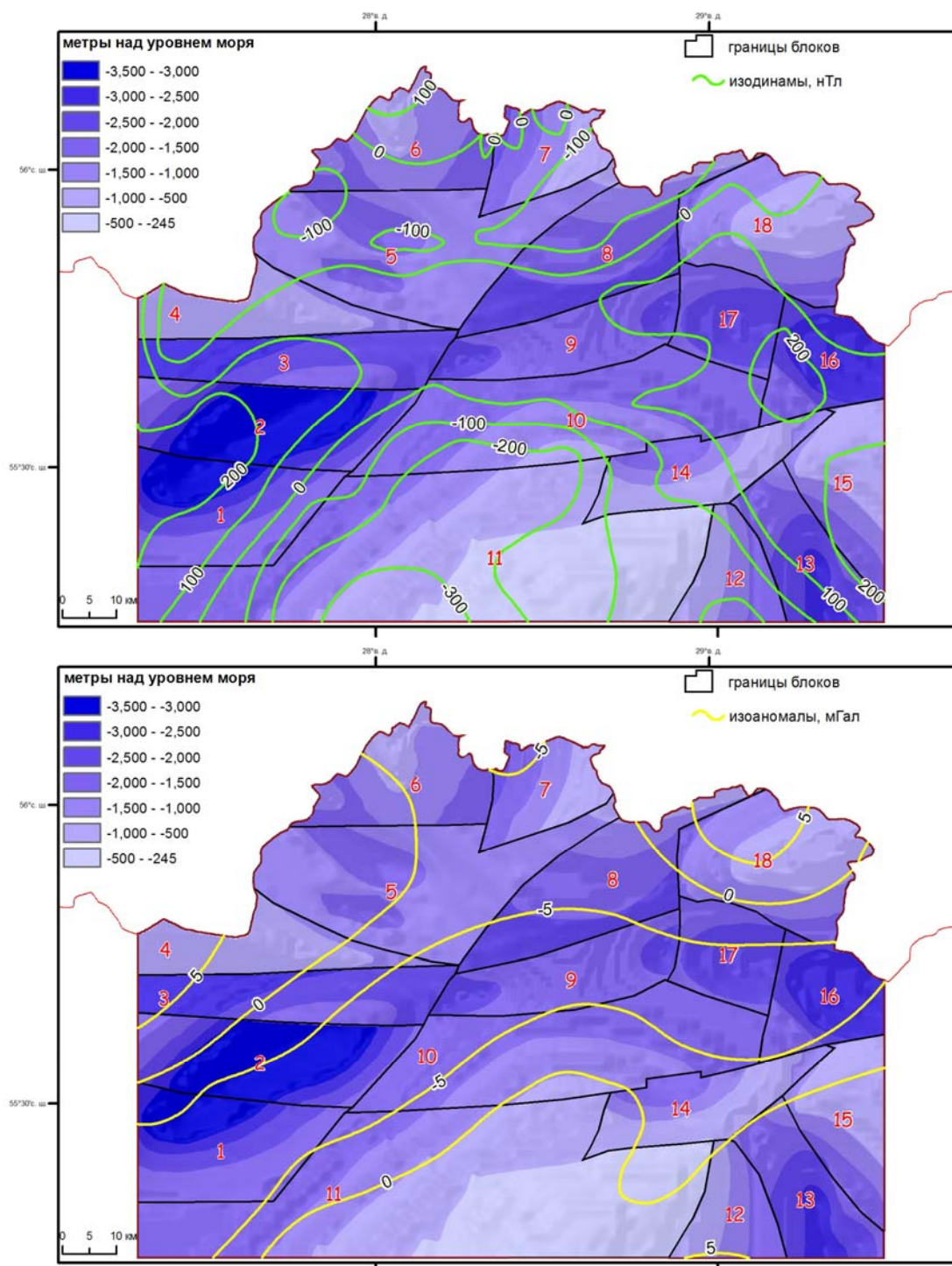


Рис. 3.22. Блоки кристаллического фундамента Полоцкого участка Полоцко-Курземского пояса разломов в полях магнитных (А) и гравитационных (В) аномалий: 1 – Шарковщинский, 2 – Миорский, 3 – Поставский, 4 – Верхнедвинский, 5 – Кохановский, 6 – Освейский, 7 – Лисновский, 8 – Россонский, 9 – Борковичский, 10 – Новополоцкий, 11 – Ветрино-Ветриновский, 12 – Горыанский, 13 – Обольский, 14 – Полоцкий, 15 – Козьянский, 16 – Дретуньский, 17 – Мариницкий, 18 – Заборьевский. Магнитное и гравитационное поля по [34, 52]

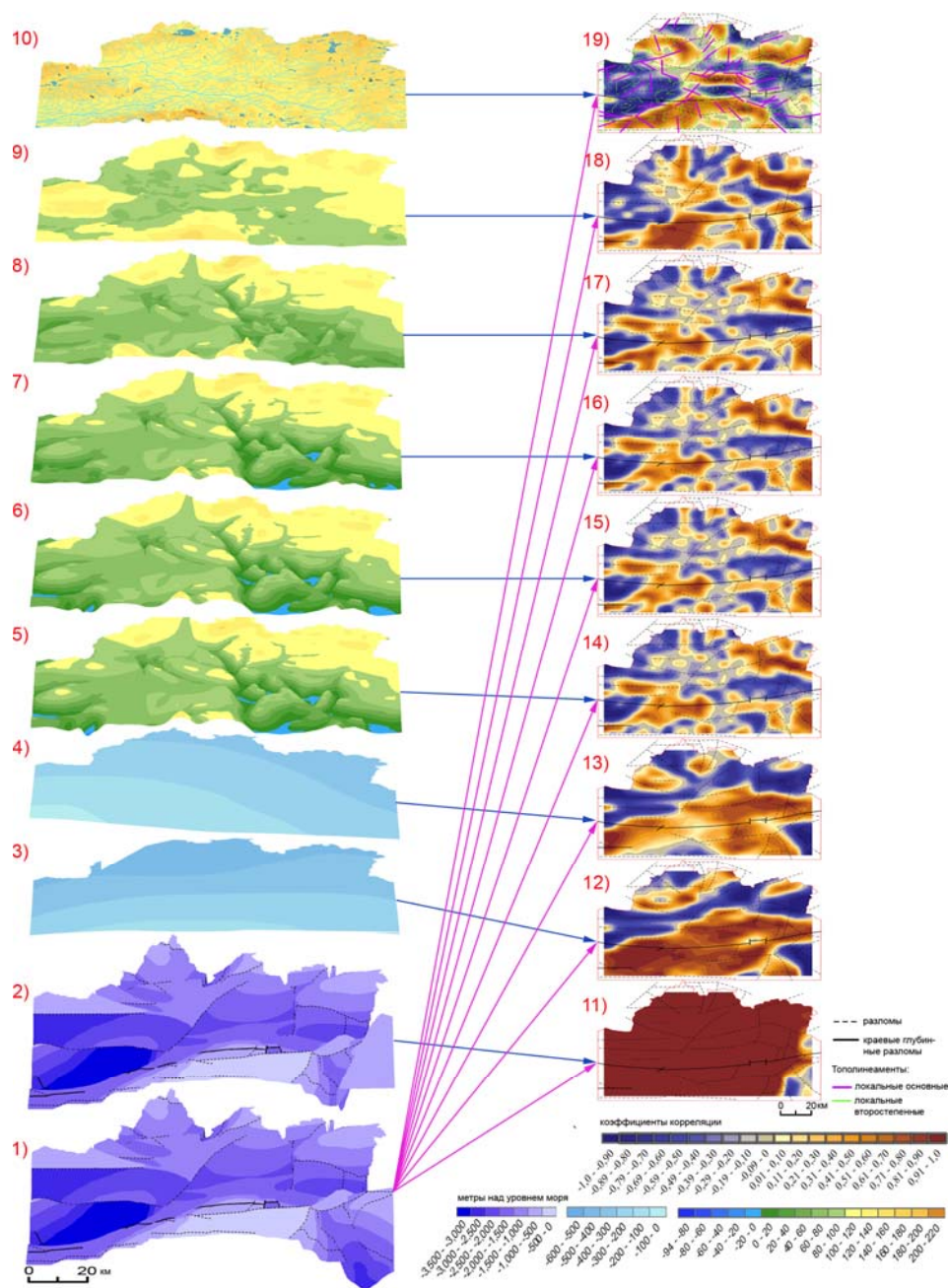


Рис. 3.23. Связь кристаллический фундамент–осадочный чехол в пределах Полоцкого участка Полоцко-Курземского пояса разломов

Слева отображены поверхности кровли: 1 – кристаллического фундамента, 2 – рифейских отложений, 3 – вендских отложений, 4 – ордовикских отложений, 5 – дочетвертичных (верхнедевонских) отложений, 6 – наревских моренных отложений, 7 – березинских моренных отложений, 8 – днепровских моренных отложений, 9 – сожских моренных отложений, 10 – цифровая модель рельефа (кровля поозерских моренных отложений). Структурные 3D-поверхности построены в ГИС по [32, 34, 55], скважинам [91]. Справа расположены карты коэффициентов корреляции между поверхностью кровли кристаллического фундамента и обозначенной стрелкой соответствующей поверхности кровли отложений осадочного чехла (11–19).

Основные структурно-геофизические характеристики кристаллического фундамента, литология осадочного чехла, взаимокорреляция поверхностей в пределах Полоцкого участка Полоцко-Курземского пояса разломов

[illegible]

Окончание таблицы 3.1

Блок фундамента	Абсолютные отметки кровли фундамента, м	Магнитные аномалий, нТ	Рифейские отложения	Вендские отложения	Кембрийские и ордовикские отложения	Дочетвертичные (девонские) отложения	Четвертичные отложения								
							gII nr	f,lgII nr-br	gII br	f,lgII br-d	gII d	f,lgII d-sz	gII sz	f,lgII sz - III pz	III pz
Горьянский	-1500– -500	более -110		+		+		+		–	–	–	–	+	+
Обольский	-2800– -1300	более +200	+	–		+		+	+	+	+	+	–	–	–
Полоцкий	-1500– -500	более -120		+		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Козьянский	-1500– -900	более +225	+	–		+					+	+	+	+	+
Дретуньский	-2700– -1800	более +210	+	+		–						–	–	–	–
Мариницкий	-2300– -1800	более +200		–		+							+	+	–
Заборьевский	-1500– -700	более +110		–		+						+	+	+	+

Примечание 1. Цветом в графе «Абсолютные отметки кровли фундамента» обозначены: **желтым** – горсты кровли кристаллического фундамента, **фиолетовым** – грабены кровли кристаллического фундамента.

Примечание 2. Цветом в графе «Магнитные аномалий» обозначены: **красным** – блоки кристаллического фундамента с низкой плотностью и намагниченностью, **синим** – блоки кристаллического фундамента с высокой плотностью и намагниченностью.

Примечание 3. Преобладающие отложения: **П** – песчаники, **А** – алевролиты, **Т** – тиллиты, **И** – известняки, **Д** – доломиты.

Примечание 4. Коэффициенты корреляции между поверхностью кровли кристаллического фундамента и обозначенной поверхностью кровли осадочного чехла: **+** – преимущественно позитивные, **–** – преимущественно негативные.

В результате опускания данные грабены были покрыты внутриконтинентальным морским бассейном, в котором шло осадконакопление. Активизация разломов Полоцко-Курземского пояса произошла в венде, когда данная территория испытала оледенение. Смена тектонических режимов (опускание во время оледенения и поднятие после отступления) вызвало активизацию разломов. Шарковщинский, Миорский, Повеятевский, Верхнедвинский, Освейский, Кохановский и Лисновский блоки кристаллического фундамента опускались в кембрии и ордовике, что было связано с отдаленным эффектом каледонского горообразования. Данные блоки были перекрыты морским бассейном, в котором накапливались карбонатные отложения [29, 34, 52, 136].

На протяжении рифея, венда, кембрия, ордовика разломы Полоцко-Курземского пояса в пределах Полоцкого участка оказывали значительное влияние на формирование осадочного чехла. Практически над всеми разломами и особенно над наиболее активным краевым Неманско-Полоцким разломом слои осадочного чехла залегают в форме флексур. Это подтверждается и корреляционным анализом (см. рис. 3.23, табл. 3.1). Широкий пояс позитивных коэффициентов корреляции между поверхностью кровли кристаллического фундамента и поверхностями кровли рифейских, вендских, ордовикских отложений над разломами Полоцко-Курземского пояса позволяет предположить флексурный характер залегания данных отложений осадочного чехла, который, возможно, был вызван тектоническими движениями блоков кристаллического фундамента, а также влиянием каледонской орогении.

В девоне отмечается новый цикл седиментации на данной территории [29, 34, 52, 130]. Полоцкий участок на данном этапе был покрыт морем. Поднятие блоков фундамента с низкой плотностью и намагниченностью пород и опускание блоков с высокой плотностью и намагниченностью, принадлежащих первой группе, продолжалось. Миорский, Кохановский, Новополоцкий и Мариницкий блоки кристаллического фундамента, принадлежащие третьей группе, испытали опускания, а Повеятевский, Горьянский и Обольский блоки этой группы поднимались на протяжении этого периода. Различный характер тектонической активности, возможно, был связан как с составом пород кристаллического фундамента, так и с отдаленным влиянием герцинского горообразования. Трехмерные поверхности кровли дочетвертичных пород, а также поверхности кровли четвертичных моренных и межморенных отложений отражают серию ложбин ледникового выпаживания и размыва, расположенную над разломами Полоцко-Курземского пояса (см. рис. 3.23). Предположительно, данные ложбины представляли собой так называемые «ослабленные» зоны оса-

дочного чехла, которые были наиболее подвержены экзарационной деятельности среднеплейстоценовых ледников. Карты коэффициентов корреляции между поверхностью кровли кристаллического фундамента и поверхностями кровли дочетвертичных пород, наревских моренных, наревско-березинских межморенных, березинских моренных, березинско-днепровских межморенных, днепровских моренных и днепровско-сожских межморенных отложений показывают практически одинаковую картину, что связано с ограниченным их распространением. Позитивные коэффициенты корреляции (более +0,85) широким поясом расположены в центральной части Неманско-Полоцкого краевого разлома, что свидетельствует о флексуобразном залегании девонских и среднеплейстоценовых отложений над данным разломом (см. рис. 3.23, табл. 3.1). Это подтверждается и геологическим профилированием по скважинам, вскрывшим плейстоценовые и девонские отложения (см. рис. 3.11–3.13).

Достаточно резкие смены тектонических режимов в плейстоцене, вызванные как альпийскими горообразованием, так и опусканиями территории во время наступания ледников (по модели реконструкции толщины ледникового покрова поозерского ледника она составляла более 100 м на территории Полоцкого участка [161]), сменявшиеся компенсационными поднятиями во время межледниковий способствовали активизации разломов Полоцко-Курземского пояса на Полоцком участке. Наиболее активными на данном неотектоническом этапе оказались блоки кристаллического фундамента, принадлежащие второй группе. Неотектоническое поднятие Ветринового, Заборьевского и Козьянского блоков кристаллического фундамента с низкой плотностью и намагниченностью пород могло оказать определенное влияние на формирование над ними Нещедринской и Ветринской возвышенностей. Это также подтверждается позитивными коэффициентами корреляции (более +0,9) между структурной поверхностью кровли кристаллического фундамента и поверхностями кровли сожских моренных, сожско-поозерских межморенных и поозерских моренных отложений в пределах данных блоков фундамента. Конечно-моренные возвышенности были сформированы над Миорским и Дретуньским грабенами кровли кристаллического фундамента (см. рис. 3.23, табл. 3.1).

Моренные и межморенные горизонты плейстоцена достаточно четко реагируют на нахождение под ними разломов Полоцко-Курземского пояса своим выклиниванием, флексуобразным залеганием. Кроме того, расположенные над разломами неотектонически активные линейные зоны, выделенные с помощью морфометрического метода, подтверждают наличие флексур, зон трещиноватости в четверичных отложениях. Раз-

ломы Полоцко-Курземской зоны оказали достаточное влияние и на формирование современного рельефа данной территории. Большинство выявленных тополинеаментов, представляющих собой прямые отрезки рек, береговой линии озер, микроформ рельефа, расположены в прямой зависимости от разломов пояса (рис. 3.24). Предположительно, разломы Полоцко-Курземской зоны могли оказать влияние на формирование конечно-моренных возвышенностей в пределах Полоцкого ключевого участка (Браславской, Освейской, Нещедринской).

Сравнительный анализ гипсометрических черт поверхности кровли кристаллического фундамента и поверхности современного рельефа (цифровой модели рельефа) в пределах ключевого участка восточной части зоны разломов Смоланд-Блекинге позволил установить, что рельеф данного района унаследовал основные черты гипсометрии кровли кристаллического фундамента (рис. 3.25). Кроме того, и осадконакопление в плейстоцене и голоцене также были связаны с характером поверхности фундамента. Пространственное положение речной сети и озер в пределах ключевого участка находится в тесной взаимосвязи с разломами зоны Смоланд-Блекинге. Это подтверждается тем, что большинство выявленных тополинеаментов, расположенных над разломами являются прямолинейными частями рек и береговой линии озер. В качестве примеров можно отметить, что долина левого притока р. Лиллан, котловина озера Улвасьен и участок правого притока реки Ландабакен реагируют или полностью унаследовали разломы зоны Смоланд-Блекинге, простирающиеся с северо-востока на юго-запад, долина реки Люкебюан резко меняет свое направление при приближении к краевому разлому зоны, имеющему направление с северо-запада на юго-восток, отдельные участки рек бассейнов Ландабакен и Лиллан унаследовали разломы, простирающиеся с северо-запада на юго-восток.

Корреляционный ГИС-анализ также показывает высокую степень унаследованности современным рельефом структуры кристаллического фундамента. Карта коэффициентов корреляции между поверхностью кровли кристаллического фундамента и поверхностью рельефа отражает практически полностью позитивное поле корреляции. На участках наименьших мощностей осадочного чехла коэффициенты корреляции достигают $(+0,85)–(+0,90)$ (участок пересечения р. Люкебюан и зоны разломов Смоланд-Блекинге, участок в долине реки Лиллан).

Унаследованный характер современного рельефа от структур кристаллического фундамента позволяет предположить то, что зона разломов Смоланд-Блекинге была активна и после ее заложения в мезопротерозое. Об этом свидетельствуют смещения отдельных участков зоны по разломам, простирающимся с северо-востока на юго-запад и произошедшие уже

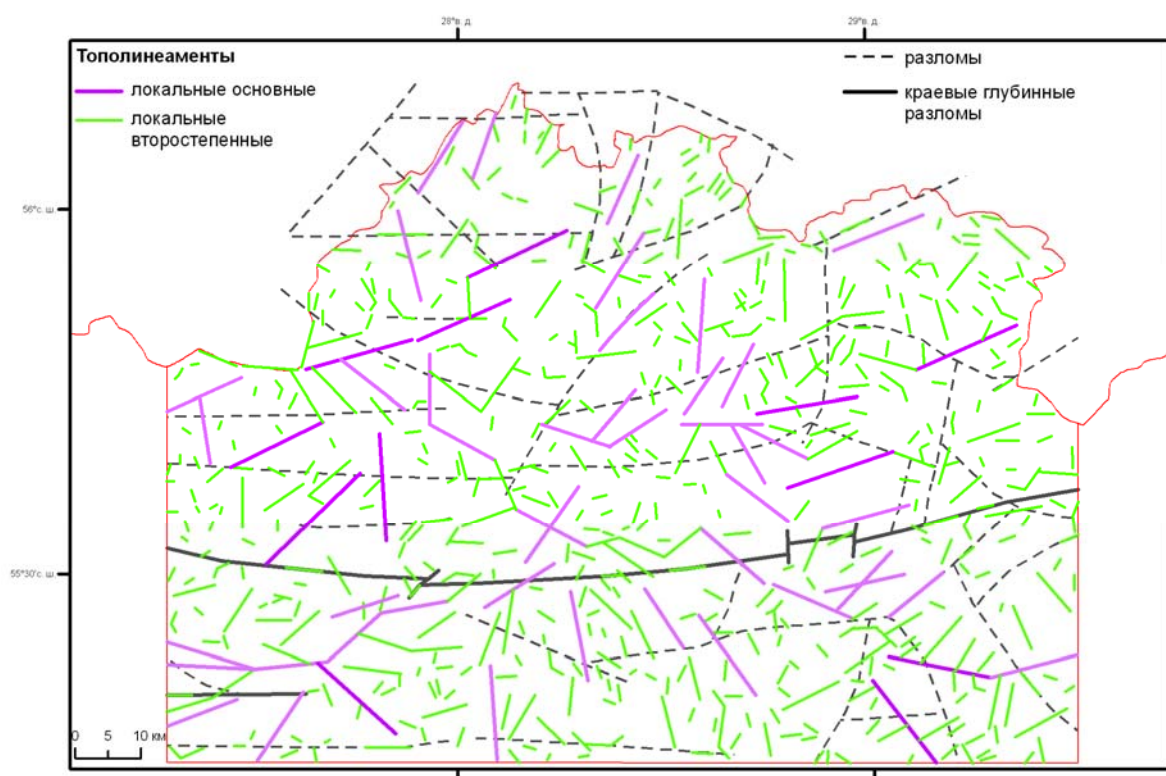


Рис. 3.24. Разломы Полоцко-Курземского пояса по [32] и сеть тополинеаментов в пределах Полоцкого участка

после ее формирования. Большинство возможных доплейстоценовых отложений на данной территории были эродированы плейстоценовыми ледниками. Вертикальные движения земной коры, которые были вызваны созданной здесь несколькими плейстоценовыми ледниковыми покровами дополнительной нагрузкой (неотектонические опускания) и ее исчезновением при таянии ледников (неотектонические поднятия), могли повлиять на разломы зоны Смоланд-Блекинге. Можно предположить сейсмическую активность и неотектонические деформации, связанные с активизацией разломов. После таяния последнего плейстоценового оледенения одна часть территории (ниже береговой линии) была покрыта водами Балтийского ледникового озера, другая (выше береговой линии) – заполнена стагнирующим, полным мореной ледником [160]. В результате последующего неотектонического поднятия территории и таянием ледникового покрова в пределах ключевого участка были сформированы два типа рельефа. Формирование современного рельефа и гидрологической сети было в большей степени подчинено особенностям гипсометрии кристаллического фундамента, а также ледниковым/последледниковым условиям.

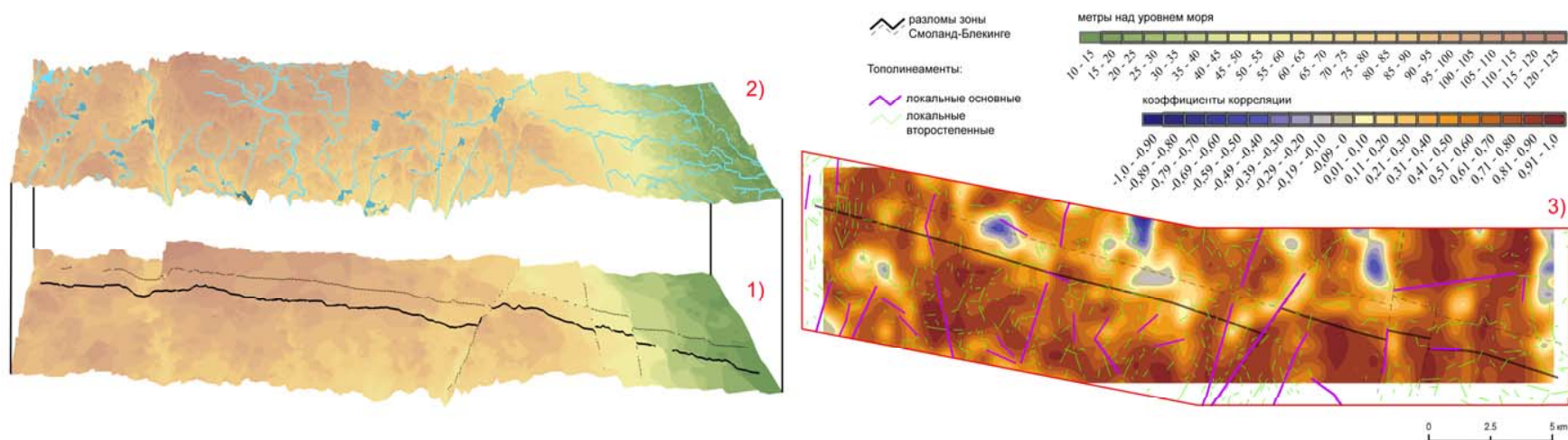


Рис. 3.25. Связь кристаллический фундамент – осадочный чехол в пределах восточной части зоны разломов Смоланд-Блекинге: 1 – поверхность кровли кристаллического фундамента, 2 – поверхность современного рельефа, 3 – карта коэффициентов корреляции между поверхностью кровли кристаллического фундамента и поверхностью современного рельефа

4. ОЦЕНКА ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО РИСКА НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛОРУССКОГО ПООЗЕРЬЯ

Мировая статистика катастроф свидетельствует о том, что в настоящее время значительно увеличился ущерб, причиняемый человеку и его хозяйственной деятельности природными экстремальными явлениями, многие из которых часто связаны с формированием и развитием рельефа. В этой связи в науках о Земле стало формироваться представление о геоморфологической опасности и геоморфологическом риске [162–169].

Геоморфологическая опасность представляет собой как явную, так и скрытую вероятность проявления таких рельефообразующих процессов и вероятность существования таких форм рельефа, которые могут оказать негативное влияние на человека, сферу его жизнедеятельности и природную среду [167]. Направленность ее на человека выражается в непосредственном риске для его жизни, на техногенную среду – в материальном ущербе за счет разрушений или повреждений зданий, сооружений, инфраструктурных объектов, на природу – в коренном изменении первичных ландшафтов.

Под геоморфологическим риском в настоящее время понимают оценку морфогенетических процессов, типов и отдельных элементов рельефа с целью защиты человека и сферы его жизнедеятельности от геоморфологической опасности и сохранения первичных природно-территориальных комплексов [167].

Нами выполнена оценка геоморфологического риска для всей территории Республики Беларусь [170], в том числе и для Белорусского Поозерья. В качестве объекта исследований выступали геоморфологические районы, выделенные в рамках геоморфологического районирования [34, 52].

Среди всего спектра возможных геоморфологических процессов и явлений, проявляющихся на территории Беларуси, нами были выделены представляющие явную или скрытую опасность. В процессе критического анализа выполненных к настоящему времени геоморфологических исследований были выбраны конкретные показатели, наиболее полно их отражающие (табл. 4.1).

Важным этапом исследований явилось внедрение информации о пространственном распространении того или иного опасного геоморфологического процесса либо явления в среду географической информационной системы (ГИС) ArcGIS 9. Здесь же выполнялся расчет средних показателей по каждому геоморфологическому району.

Таблица 4.1

Показатели оценки геоморфологического риска

Опасные геоморфологические явления и процессы	Показатель, использовавшийся в оценке
Сейсмические явления	Количество эпицентров зарегистрированных в пределах района землетрясений
Пликативные тектонические явления	Средневзвешенная по району величина амплитуды скоростей современных вертикальных движений
Дизъюнктивные тектонические явления	Средневзвешенная по району величина густоты линейных эндо-экзогенных морфоскульптур
Гравитационные процессы	Площадь района, подверженная гравитационным процессам
Делювиальные процессы	Средневзвешенная по району величина плоскостного смыва
Проллювиальные процессы	Средневзвешенная по району величина густоты форм линейной (овражной) эрозии
Аллювиальные процессы	Средневзвешенная по району величина густоты форм линейной (речной) эрозии
Карстово-суффозионные процессы	Площадь района, подверженная карстово-суффозионным процессам
Эоловые процессы	Средневзвешенный по району балл predisposedности к проявлению экстремальной дефляции
Техногенные процессы	Средневзвешенная по району величина интенсивности техногенной преобразованности рельефа

Как нам представляется, наличие эпицентров зарегистрированных землетрясений хорошо отражает *сейсмическую активность* территории. В качестве источника информации по распространению этого опасного явления нами использовались данные онлайн бюллетеня Международного сейсмологического центра [159]. Из бюллетеня была отобрана информация касающаяся территории объекта исследований. Она представляла собой таблицу, отражающую координаты эпицентра каждого зарегистрированного землетрясения, его магнитуду, глубину гипоцентра и др. По координатам данные автоматически были внедрены в среду ГИС путем выполнения функции «Добавить XY данные». В итоге сформирован векторный точечный слой, отражающий распространение данного явления.

Для получения данных по количеству зарегистрированных землетрясений в пределах каждого геоморфологического района использовался инструмент «Count Points in Polygons» специального набора инструментов ArcGIS 9 – Hawth's Tools. Эта информация была записана в рамках автоматически созданного отдельного атрибутивного поля слоя векторного полигонального слоя геоморфологических районов (рис. 4.1).

Интенсивность проявления *пликативных тектонических явлений* отражает показатель амплитуды скоростей современных вертикальных движений. В качестве исходных пространственных данных нами была использована карта «Современные вертикальные движения земной коры» [52]. Она была отсканирована и геопривязана. В среде ГИС произведена оцифровка изолиний скоростей вертикальных движений. На основании векторного линейного слоя изолиний путем интерполяции (метод «Топо в растр») построена грид-поверхность амплитуд, отражающая пространственную дифференциацию данного опасного явления.

Средневзвешенное значение амплитуды скоростей современных вертикальных движений в пределах каждого района получено в результате выполнения операции зональной статистики (инструмент «Zonal Statistics (Autodetect)» набора Hawth's Tools) (рис. 4.2). В таблице атрибутов слоя геоморфологических районов автоматически сформировано новое поле.

Для выявления степени проявления *дизъюнктивных тектонических явлений* производился расчет средневзвешенной по району густоты линейных эндо-экогенных морфоскульптур (см. рис. 3.3). Средневзвешенная по району густота их рассчитана с помощью инструмента «Sum Line Lengths in Polygons» (набор Hawth's Tools) и занесена в атрибутивную таблицу слоя районов (рис. 4.3).

Для определения площадей, в пределах геоморфологических районов, подверженных *гравитационным процессам*, нами по топографическим картам масштабом 1 : 100 000 была осуществлена оцифровка в отдельный векторный полигональный слой территорий занятых ямами, оврагами, карьерами, обрывами и др. Картометрические расчеты выполнены с помощью функции «Polygon in Polygon Analysis» набора Hawth's Tools. Итоговые данные записаны в атрибуты слоя районов (рис. 4.4).

Интенсивность проявления *делювиальных процессов* отражает показатель средневзвешенной по району величины плоскостного смыва. В качестве исходной растровой пространственной основы нами была использована карта «Величина плоскостного смыва» [171]. После ее сканирования и геопривязки производилась оцифровка изолиний величины смыва. Путем интерполяции (метод «Топо в растр») построена грид-поверхность. Использование операции зональной статистики (инструмент «Zonal Statistics

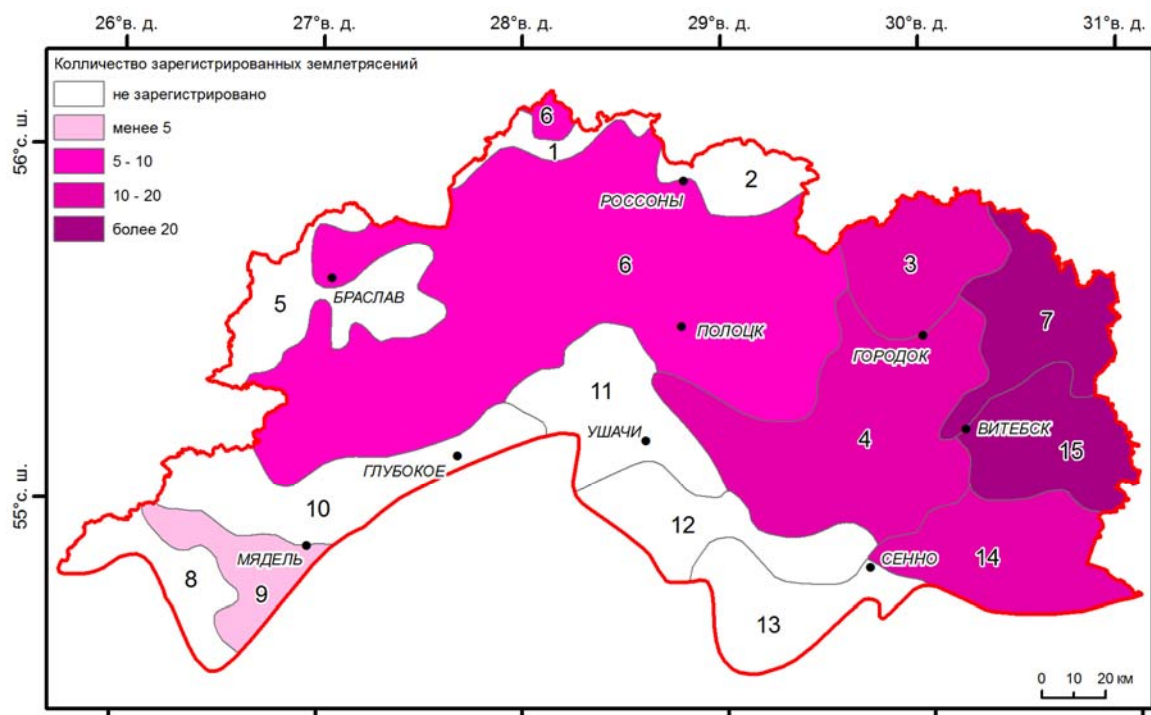


Рис. 4.1. Пространственная дифференциация сейсмических явлений в разрезе геоморфологических районов Белорусского Поозерья (цифровые обозначения здесь и далее как на рис. 2.26)

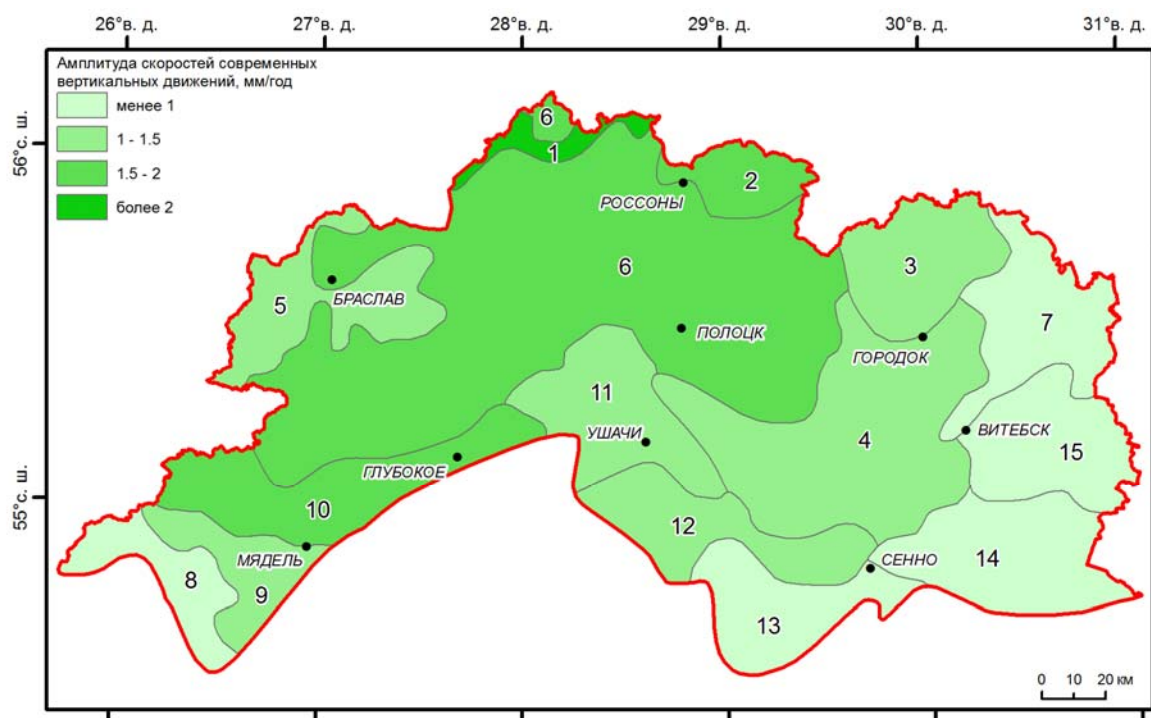


Рис. 4.2. Пространственная дифференциация пликативных тектонических явлений в разрезе геоморфологических районов Белорусского Поозерья

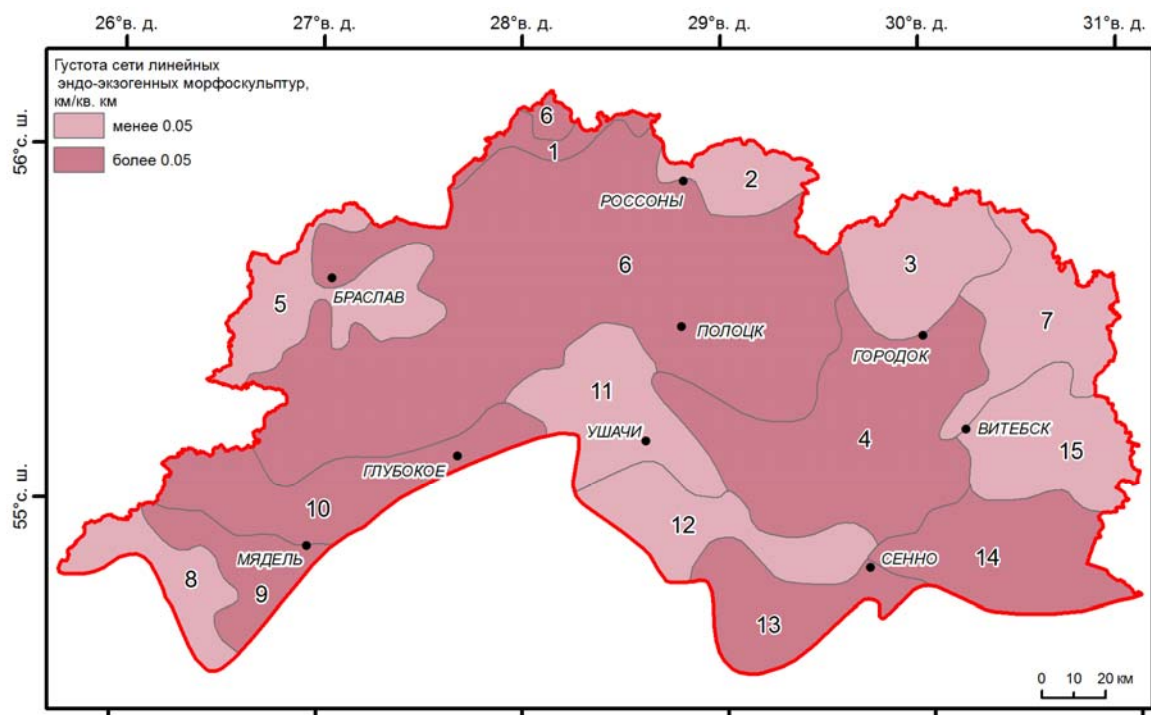


Рис. 4.3. Пространственная дифференциация дизъюнктивных тектонических явлений в разрезе геоморфологических районов Белорусского Поозерья

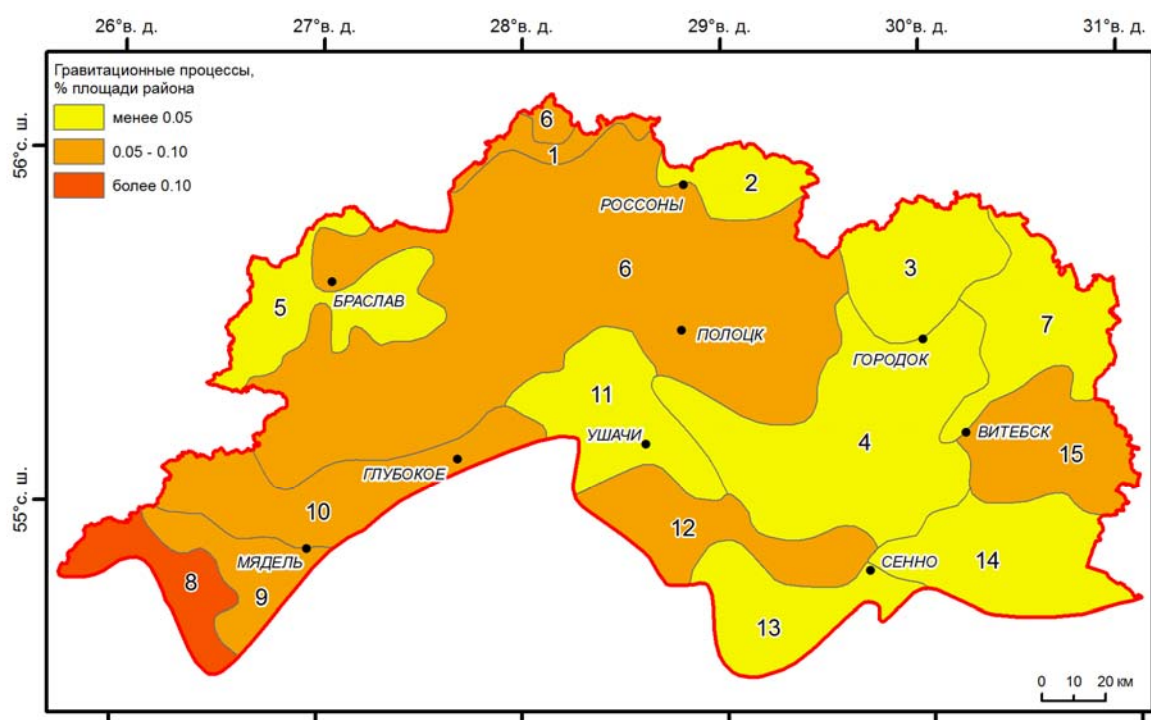


Рис. 4.4. Пространственная дифференциация гравитационных процессов в разрезе геоморфологических районов Белорусского Поозерья

(Autodetect)» набора Hawth's Tools) позволило автоматически добавить в виде отдельного атрибутивного поля слоя районов количественные данные о степени проявления данного процесса (рис. 4.5).

ГИС-картографирование *пролювиальных процессов* производилось на основании растровой карты, отражающей густоту форм линейной (овражной) эрозии [171]. Сканирование, геопривязка и векторизация этой информации позволили затем получить грид-поверхность, зональная статистика которой автоматически добавила в таблицу атрибутов районов данный показатель (рис. 4.6).

Векторные данные о топографии (линейный слой «Реки» базы геоданных «Структурно-геоморфологические параметры Белорусского Поозерья») были использованы нами для расчета интенсивности проявления *аллювиальных процессов*. Средневзвешенная по району густота форм линейной (речной) эрозии была рассчитана с помощью инструмента «Sum Line Lengths in Polygons» (набор Hawth's Tools) и занесена в атрибутивную таблицу слоя районов (рис. 4.7).

Для определения площадей в пределах геоморфологических районов, подверженных *карстово-суффозионным процессам*, было выполнено сканирование, геопривязка и векторизация в полигональный слой информации, содержащейся на карте «Экстремальные геоморфологические процессы» [52]. Картометрические расчеты выполнены с помощью функции «Polygon in Polygon Analysis» набора Hawth's Tools. Итоговые данные записаны в атрибуты слоя районов. Однако следует отметить, что данные процессы не проявляются на территории Белорусского Поозерья, а свойственны лишь восточной части Беларуси.

Интенсивность проявления *эоловых процессов* отражает средневзвешенный по району балл предрасположенности к проявлению экстремальной дефляции. Он был рассчитан путем векторизации растра [172]. На основании векторного линейного слоя баллов путем интерполяции (метод «Топо в растр») построена грид-поверхность. В результате выполнения операции зональной статистики (инструмент «Zonal Statistics (Autodetect)» набора Hawth's Tools) в таблице атрибутов слоя геоморфологических районов автоматически сформировано новое поле (рис. 4.8).

Средневзвешенная по району величина интенсивности техногенной преобразованности рельефа, отражающая пространственное распространение *техногенных процессов*, получена нами путем связывания таблицы атрибутов слоя районов и таблицы [173, 174] (рис. 4.9).

Таким образом, в результате выполнения операций растрового и векторного ГИС-анализа для каждого района были получены количественные данные, отражающие степень проявления на его территории каждого из опасных процессов и явлений.

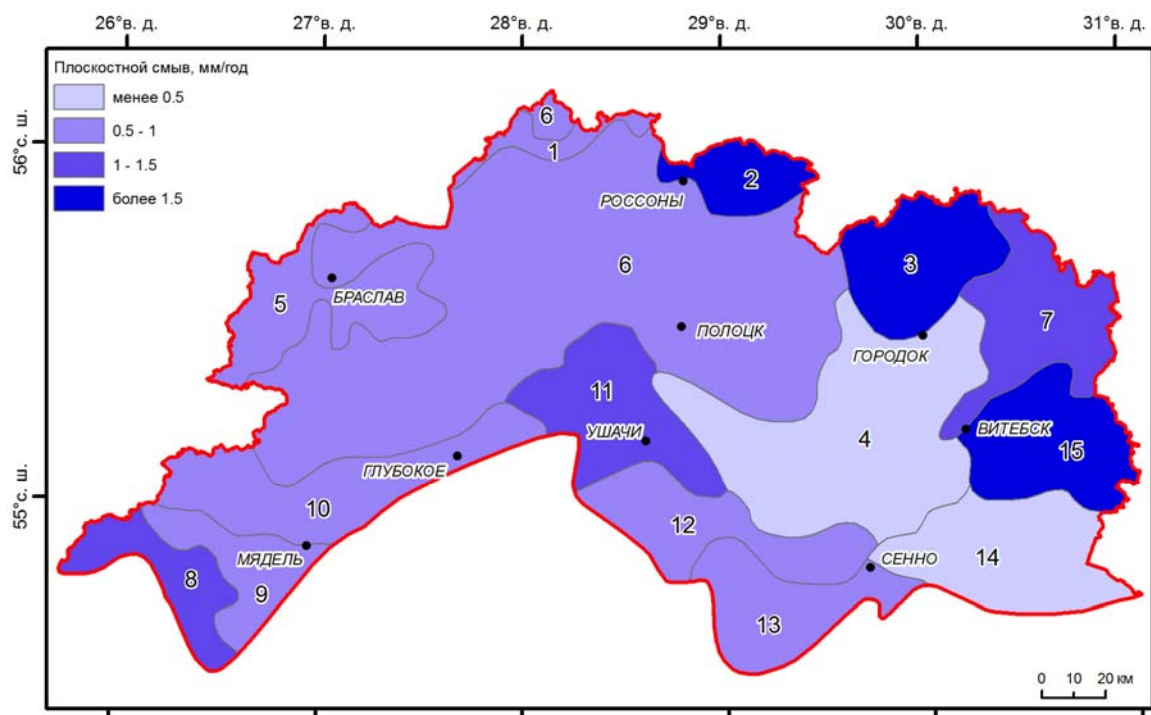


Рис. 4.5. Пространственная дифференциация делювиальных процессов в разрезе геоморфологических районов Белорусского Поозерья

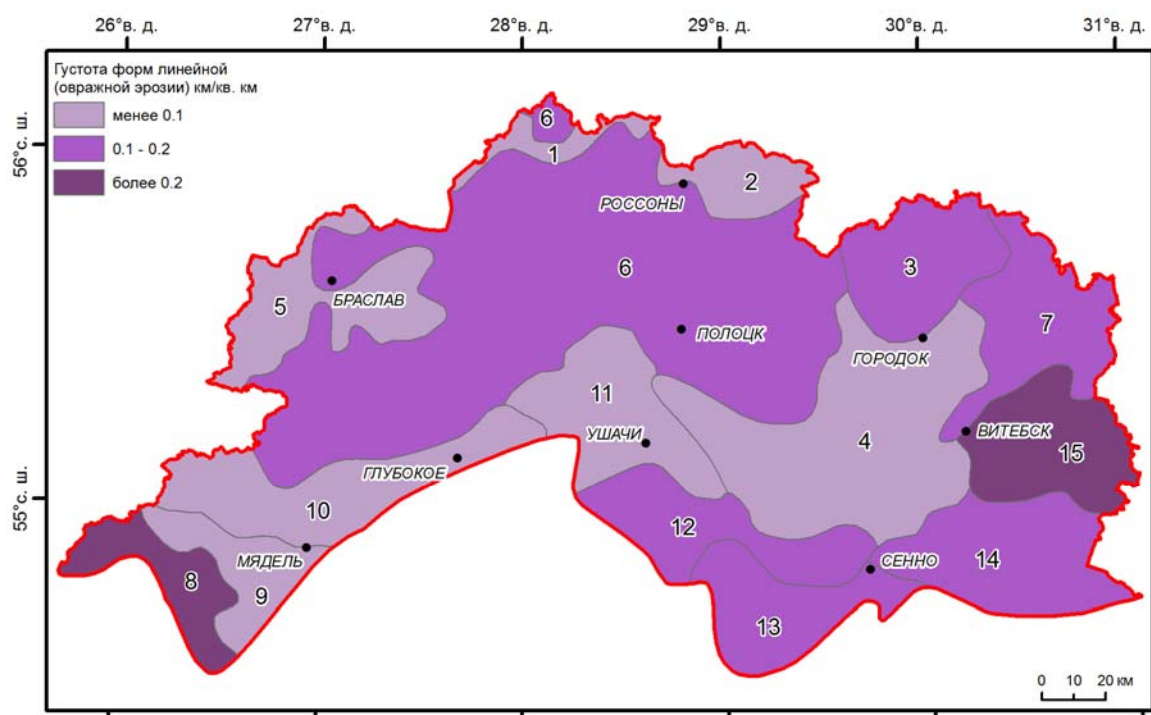


Рис. 4.6. Пространственная дифференциация пролювиальных процессов в разрезе геоморфологических районов Белорусского Поозерья

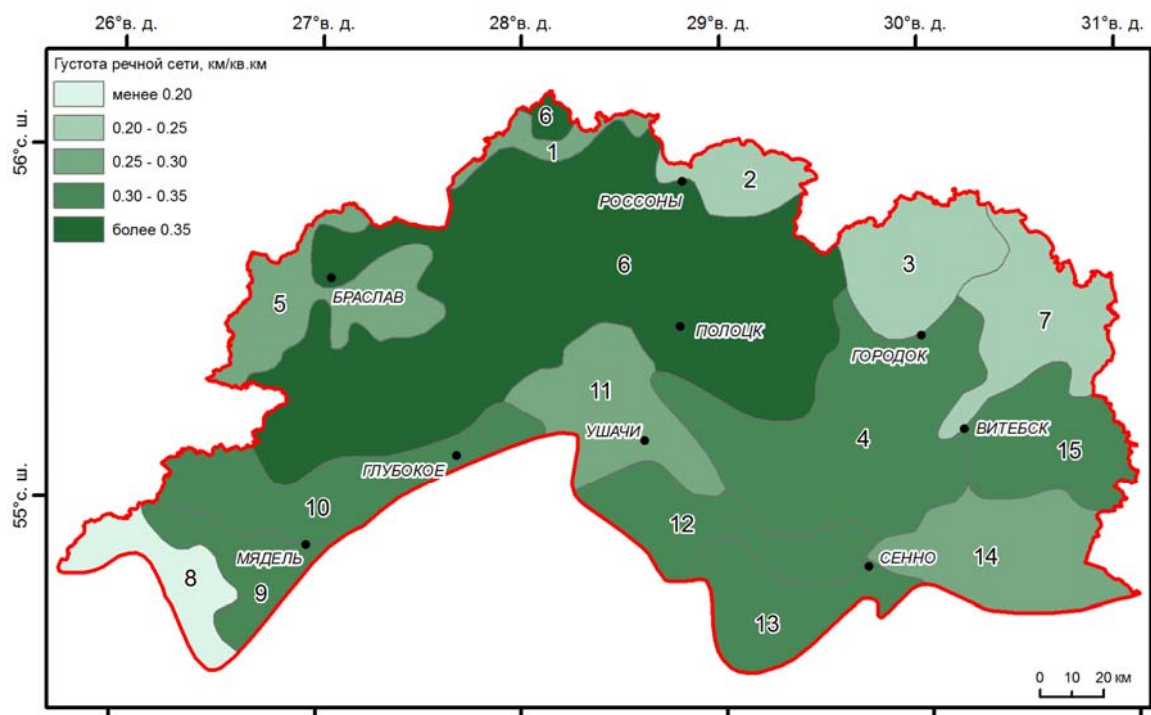


Рис. 4.7. Пространственная дифференциация аллювиальных процессов в разрезе геоморфологических районов Белорусского Поозерья

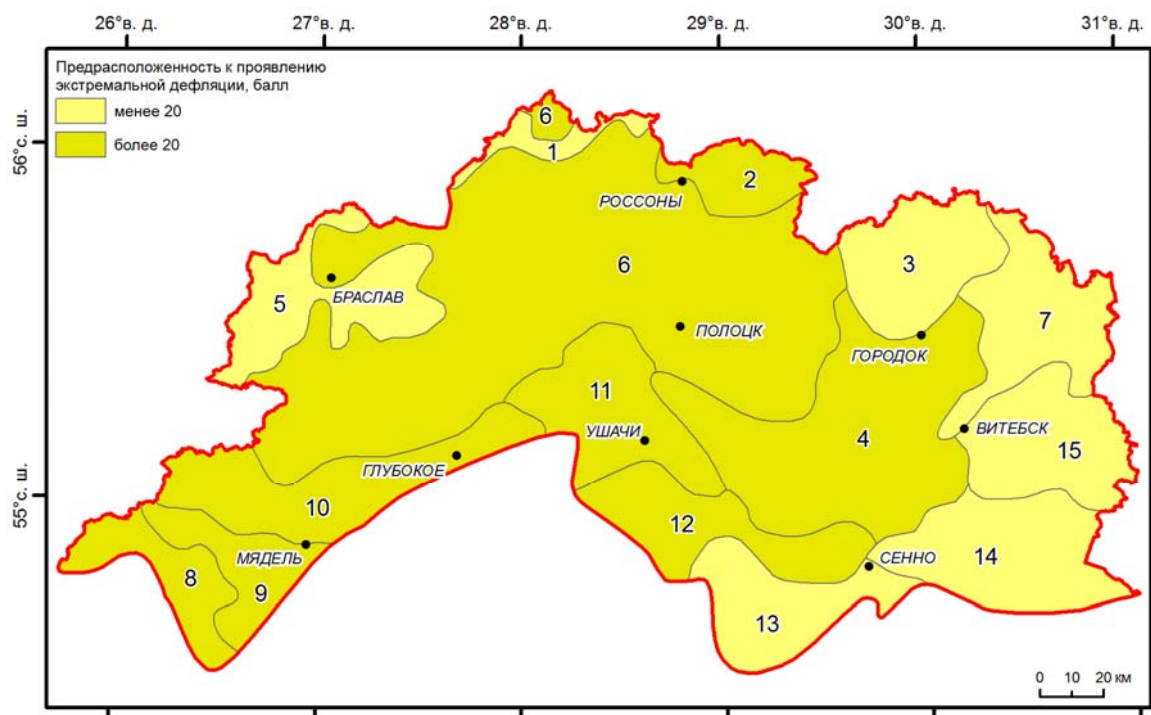


Рис. 4.8. Пространственная дифференциация эоловых процессов в разрезе геоморфологических районов Белорусского Поозерья

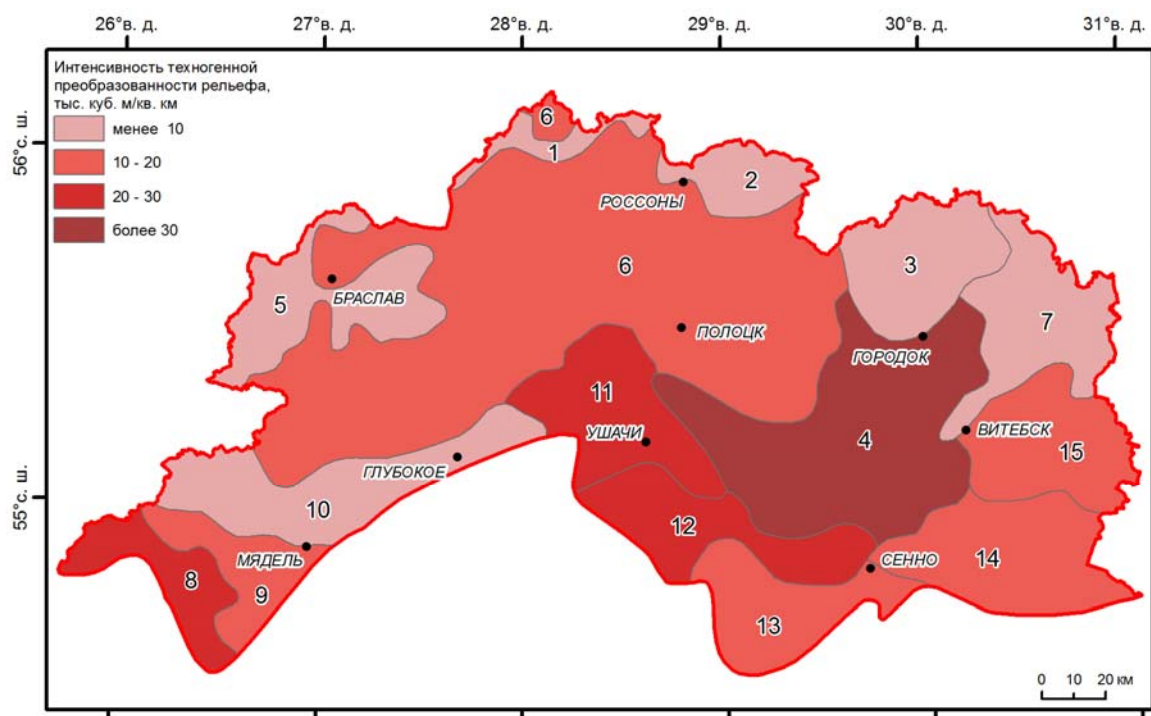


Рис. 4.9. Пространственная дифференциация техногенных процессов в разрезе геоморфологических районов Белорусского Поозерья

Непосредственно оценка геоморфологического риска выполнялась с помощью кластерного анализа. Он используется в тех случаях, когда необходимо провести группировку пространственных объектов, классификацию или районирование на основе многочисленных данных, выраженных в различных единицах измерения [175, 176].

Традиционная методология кластерного анализа предполагает нормировку исходных показателей. Нормированные значения образуют матрицу, по которой рассчитываются евклидовы расстояния. По ним строится «дендрит» – древовидный неориентированный граф связей территориальных единиц по комплексу показателей [175].

В настоящем исследовании нами применена методика кластерного анализа, предложенная В. С. Тикуновым [177-178]. Алгоритм расчетов включал в себя нормировку исходных показателей. Производилось она по формуле:

$$x_{ij} = \frac{|x_{ij} - \dot{x}_j|}{\max/\min |x_j - \dot{x}_j|}, \quad \begin{matrix} i = 1, 2, 3, \dots, n, \\ j = 1, 2, 3, \dots, m, \end{matrix}$$

где n – количество территориальных единиц;

m – количество показателей оценки (x_{ij});

x_j – наилучшие для каждого показателя оценочные значения;

\max/\min^x – экстремальные значения показателей.

Результирующий балл был получен для каждого геоморфологического района Беларуси путем суммирования нормализованных значений по всем десяти факторам. В итоге районы были сгруппированы (методом естественных границ) в классы риска (рис. 4.10). Для каждого были установлены ведущие, сопутствующие и второстепенные опасные геоморфологические процессы (табл. 4.2). Под ведущим нами понимался процесс, имеющий относительно высокую интенсивность в пределах Беларуси, под сопутствующим – среднюю, под второстепенным – невысокую.

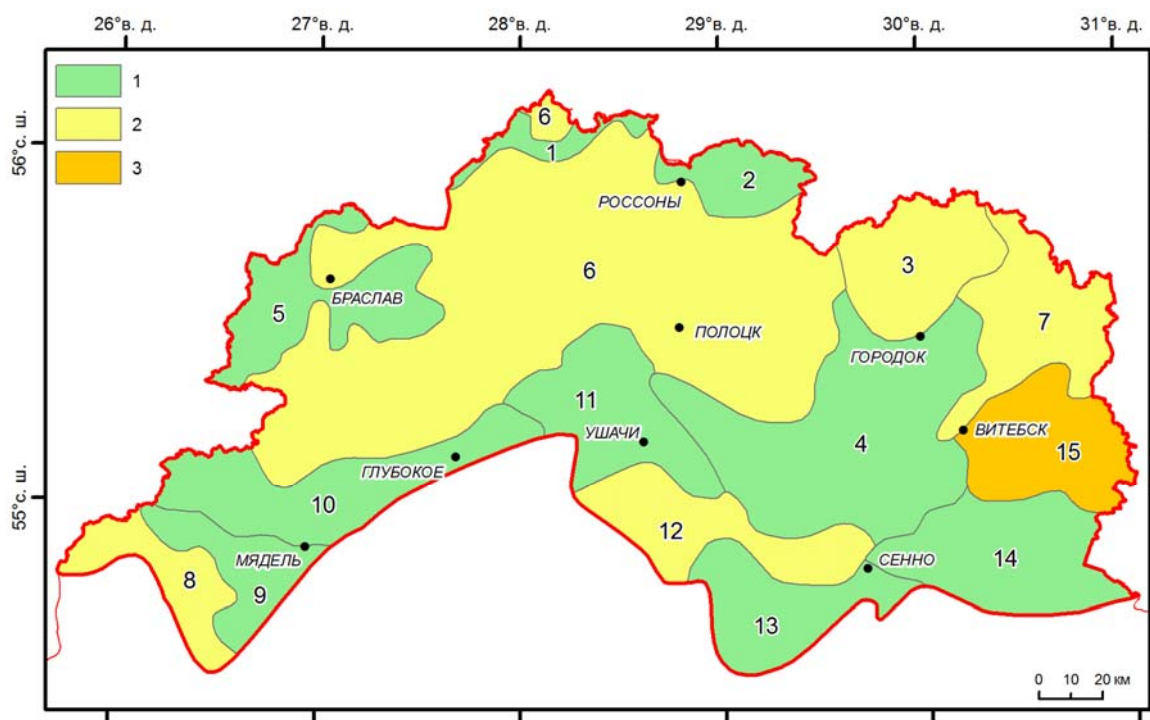


Рис. 4.10. Геоморфологический риск на территории Белорусского Поозерья (1 – ниже среднего, 2 – средний, 3 – выше среднего)

Геоморфологический риск выше среднего отмечается только на Витебской возвышенности. В ее пределах средняя интенсивность (рассматривая всю территорию Беларуси, [170]) характерна для сейсмических явлений, а также делювиальных и пролювиальных процессов.

Средняя степень риска присуща 5 геоморфологическим районам Белорусского Поозерья. Средняя интенсивность (рассматривая всю территорию Беларуси) присуща сейсмическим явлениям на Суражской равнине, пролювиальным – на Свирьской гряде, делювиальным – на Городокской возвышенности. Суммарная интенсивность второстепенных опасных про-

цессов в пределах Чашникской и Полоцкой низин позволила также отнести их к районам с данным классом риска.

Таблица 4.2

**Спектры опасных геоморфологических процессов
в пределах геоморфологических районов Белорусского Поозерья**

Опасные геоморфологические явления и процессы	Геоморфологический риск (геоморфологический район, его номер)														
	ниже среднего								средний					выше среднего	
	Лучоская равнина (14)	Освейская гряда (1)	Ушачская возвышенность (11)	Браславская возвышенность (5)	Нарочанская равнина (9)	Свенцяньские гряды (10)	Заборская равнина (2)	Сенненская равнина (13)	Шумилинская равнина (4)	Городокская возвышенность (3)	Свирская гряда (8)	Чашникская низина (12)	Суражская равнина (7)	Полоцкая низина (6)	Витебская возвышенность (15)
Сейсмические явления															
Пликативные тектонические явления															
Дизъюнктивные тектонические явления															
Гравитационные процессы															
Делювиальные процессы															
Пролувиальные процессы															
Аллювиальные процессы															
Карстово-суффозионные процессы															
Эоловые процессы															
Техногенные процессы															

Примечание. Оранжевым цветом обозначены сопутствующие, желтым – второстепенные опасные геоморфологические процессы.

Геоморфологический риск ниже среднего отмечается у наиболее многочисленной (всего 9) в пределах Поозерья группы районов. Здесь выделяется Заборская равнина, на которой делювиальные процессы имеют среднюю (рассматривая всю территорию Беларуси) интенсивность. Такая же степень интенсивности свойственна развитию техногенных процессов в пределах Шумилинской равнины. В остальных районах данного класса риска проявляются различные опасные процессы, имеющие относительно невысокую интенсивность.

По результатам оценки был разработан ряд рекомендаций по рациональному природопользованию.

Такие опасные геоморфологические явления, как сейсмические, а также пликативные и дизъюнктивные тектонические важно учитывать в рамках промышленно-урбанистического типа природопользования, особенно при строительстве ответственных инженерных сооружений.

При проектировании инженерной защиты от активных гравитационных процессов, плоскостного смыва и дефляции следует рассматривать целесообразность применения ряда мероприятий в рамках промышленно-урбанистического, сельскохозяйственного и лесохозяйственного типов природопользования, направленных на предотвращение и стабилизацию данных процессов. Среди них можно выделить изменение рельефа склона в целях повышения его устойчивости, регулирование стока поверхностных вод с помощью вертикальной планировки территории, агролесомелиорация, закрепление грунтов и др.

Для геоморфологических районов, где эрозионные процессы развиты как сопутствующие, являются актуальными агротехнические, лесомелиоративные и гидротехнические мероприятия в первую очередь при сельскохозяйственном, а также и при лесохозяйственном и промышленно-урбанистическом типах природопользования. Среди агротехнических противоэрозионных мероприятий актуальны водозадерживающие, водопоглощающие, водосбросные и другие методы. Из лесомелиоративных мероприятий рекомендуется применять посадки кустарниковых и лесокустарниковых полос, закладываемых поперек склонов на пашне, а также лесные и кустарниковые насаждения на сильноосмытых и размытых склоновых землях. Гидротехнические мероприятия служат для перехвата и отвода дождевых и талых вод, а также для понижения уровня грунтовых вод и отвода их с заболоченных участков.

Для геоморфологических районов с техногенными процессами, развитыми как сопутствующие, особенно актуальны природоохранные мероприятия, поскольку с уничтожением естественного рельефа неми-

нуемо будут уничтожены или сильно преобразованы и другие природные компоненты. Эти мероприятия должны носить комплексный характер и включать планирование преимущественного лесохозяйственного природопользования, в том числе выделение охраняемых природных территорий (рекреационный и санитарно-гигиенический подтипы); ограничение строительства новых техноморф в процессе промышленно-урбанистического природопользования на данных территориях; контролирование и недопущение распашки участков, затронутых техногенными процессами (как правило, торфяников) при сельскохозяйственном типе природопользования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе впервые применены геоинформационные технологии в исследовании пространственной дифференциации и динамики морфоструктур физико-географической провинции Белорусское Поозерье.

Разработана методика структурно-геоморфологического ГИС-анализа в среде ArcGIS 9. В модуле ArcGIS 9 Model Builder разработан набор инструментов «Структурно-геоморфологический ГИС-анализ» для ArcToolbox, позволяющий в автоматическом режиме по серии геоинформационных моделей создавать векторные и grid-модели основных морфометрических показателей структурно-геоморфологического ГИС-анализа. Создана база геоданных «Структурно-геоморфологические параметры Белорусского Поозерья», в которой обобщены пространственные данные по физико-географической провинции Белорусское Поозерье.

Обобщены результаты предыдущих исследований, характеризующих современную модель строения земной коры Белорусского Поозерья. В автоматическом режиме по разработанным геоинформационным моделям построены карты морфометрии рельефа. Уточнена геоморфологическая карта региона. По карте кровли дочетвертичных отложений, созданной в результате растрового ГИС-анализа данных бурения, путем построения по ней морфоизогипс, проведено морфоструктурное районирование. Выделены 3 морфоструктурных района и 11 крупных морфоструктур. Произведена ГИС-корреляция структурных поверхностей в пределах физико-географической провинции, позволившая выявить степень унаследованности современным рельефом структурных черт дочетвертичной поверхности и современных структур фундамента.

В результате структурно-геоморфологического ГИС-анализа выделены площадные эндо-экзогенные морфоскульптуры (4 региональных и 10 локальных). Установлено, что основное время их формирования – вторая половина среднего и поздний плейстоцен. Основными геодинамическими факторами, определившими характер их заложения и развития, являются: формирование в среднем плейстоцене Восточно-Балтийской рифтовой системы и воздействие ледниковых покровов (изостатическое прогибание под ледниковыми покровами, поднятие блоков земной коры по периферии области оледенений, гляциотектоническая переработка субстрата). Определены основные формы проявления эндо-экзогенных морфоскульптур площадного характера в мезо- и микрорельефе.

В современном рельефе Белорусского Поозерья выделены эндо-экзогенные морфоскульптуры (8 – ортогональной и 13 – диагональной направленности). Сопоставление линейных морфоскульптур с разломами

позволило выделить среди них две основные группы: 1) эндо-экзогенные морфоскульптуры, представляющие собой активизированные фрагменты разломов кристаллического фундамента и осадочного чехла; 2) проявившиеся на неотектоническом этапе. Определены основные формы проявления линейных эндо-экзогенных морфоскульптур в мезо- и микрорельефе (линейно ориентированные краевые ледниковые образования, озы и озоподобные гряды, гляциодислокации, мосары, спрямленные участки речных долин, прямолинейные абразионные уступы, линейно ориентированные озерные котловины, золовые гряды и др.). На примере Полоцко-Курземской зоны прослежено влияние глубинных разломов на формирование и развитие осадочного чехла, а также современный рельеф и гидрографию.

Выполнена оценка геоморфологического риска на территории физико-географической провинции Белорусское Поозерье (как частный случай оценки риска на территории Беларуси) по разработанной оригинальной методике. Осуществлено картографирование и анализ в среде ГИС таких опасных геоморфологических явлений и процессов, как сейсмические, пликативные и дизъюнктивные тектонические, гравитационные, делювиальные, пролювиальные, аллювиальные, карстово-суффозионные, золовые, техногенные. Получены количественные данные, характеризующие степень развития данных явлений и процессов в разрезе отдельных геоморфологических районов. На основе кластерного анализа выполнена оценка риска. Установлены геоморфологические районы с ниже среднего, средним и выше среднего классом риска. Для каждого района установлены ведущие, сопутствующие и второстепенные опасные геоморфологические процессы. С учетом результатов оценки разработаны рекомендации по рациональному природопользованию в рамках промышленно-урбанистического, сельскохозяйственного и лесохозяйственного типов.

Результаты исследований, в том числе разработанные методики, внедрены в практику научно-производственных организации Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Беларусь (филиал «БелГЕО» ГУ «БелНИГРИ», РУП «Белгеология»), ГНУ «Институт природопользования» НАН Беларуси, РУП «БелНИЦЗем» Государственного комитета по имуществу Республики Беларусь и в учебный процесс Белорусского государственного университета.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. *Соболев Д. Н.* Ледниковая формация Северной Европы и геоморфологическое расчленение Русской равнины // Изв. Рус. геогр. о-ва. – 1924. – Т. 56. – Вып. 1. – С. 101–140 ; Вып. 2. – С. 5–36.
2. *Соболев Д., Соболев Н.* К геологии Северозападного края России // Зап. Северо-Зап. отдела Императорского Рус. геогр. о-ва. – 1912. – Кн. 3. – С. 1–31.
3. *Гедройц А. Э.* Геологические исследования в губерниях Виленской, Гродненской, Минской, Волынской и северной части царства Польского // Материалы по геологии России. – 1894. – Т. 17. – С. 135–325.
4. *Пенк В.* Морфологический анализ. – М. : Географгиз, 1961. – 360 с.
5. *Мирчинк Г. Ф.* Из четвертичной истории равнины Европейской части СССР // Геологич. вестн. – 1926–1927. – Т. V. – № 4–5. – С. 12–18.
6. *Мирчинк Г. Ф.* О четвертичном орогенезе и эпейрогенезе на территории СССР / Г. Ф. Мирчинк // Материалы по четвертичному периоду СССР. – М. – Ленинград, 1936. – С. 121–124.
7. *Личков Б. Л.* Некоторые черты геоморфологии европейской части СССР / Б. Л. Личков // Тр. геоморфол. ин-та. – 1931. – № 1. – С. 7–18.
8. *Герасимов И. П., Мещеряков Ю. А.* Понятия морфоструктура и морфоскульптура и использование их в целях геоморфологического анализа // Рельеф Земли. – М., 1967. – С. 7–12.
9. *Герасимо И. П.* Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. – М. : Изд-во АН СССР, 1959. – 100 с.
10. *Мещеряков Ю. А.* Рельеф и современная геодинамика. – М. : Наука, 1981. – 277 с.
11. *Мещеряков Ю. А.* Структурная геоморфология равнинных стран. – М. : Наука, 1965. – 390 с.
12. *Философов В. П.* Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. – Саратов : Из-во Саратов. ун-та, 1960. – 95 с.
13. *Философов В. П.* Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. – Саратов : Изд-во Саратов. ун-та, 1975. – 232 с.
14. *Бронгулеев В. В.* О построении карт структурного соответствия рельефа земной поверхности и фундамента Восточно-Европейской платформы // Геоморфология. – 1977. – № 4. – С. 44–52.
15. Морфоструктурные методы изучения тектоники закрытых платформенных нефтегазаносных областей / И. Г. Гольбрайх [и др.]. – Ленинград : Недра, 1968. – 152 с.

16. *Горелик З. А.* О связи современного рельефа БССР с тектоническими структурами // Вести АН БССР. Сер. физ.-техн. наук. – 1957. – № 2. – С.161–165.

17. *Дицевичене Л. Н.* Структурно-геоморфологические исследования в условиях ледниково-аккумулятивного рельефа (на примере Западной Литвы и прилегающего шельфа Балтийского моря) : автореф. ... дис. канд. геогр. наук : 11.00.04 / Л. Н. Дицевичене ; Белорус. гос. ун-т. – Минск, 1982. – 22 с.

18. *Корженевский А. А.* Некоторые результаты применения морфометрического метода выявления тектонических структур на территории СССР и перспективы его развития // Вопросы морфометрии : сб. ст. – Саратов : Изд-во Саратов. ун-та, 1971. – Вып. 3. – С. 5–23.

19. *Можжаев Б. Н.* Новейшая тектоника Северо-Запада Русской равнины. – Ленинград : Недра, 1973. – 232 с.

20. *Уфимцев Г. Ф.* Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). – Новосибирск : Наука, 1984. – 184 с.

21. *Филатов В. Ф.* Морфометрические приемы построения карт новейшей тектоники равнинных территорий (на примере Вилной синеклизы) // Вопросы морфометрии : сб. ст. – Саратов : Изд-во Саратов. ун-та, 1971. – Вып. 3. – С. 79–85.

22. *Шляуна А.* Неотектоническая структура Литвы и сопредельной территории. – Вильнюс : Ин-т геологии, 2001. – 102 с.

23. *Богомоллов Г. В.* Геологические структуры Белоруссии и краткая характеристика дочетвертичного и современного рельефа // Геология и полезные ископаемые БССР. – 1946. – Сб. 1. – С. 3–22.

24. *Цапенко М. М., Махнач Н. А.* Антропогеновые отложения Белоруссии. – Минск, 1959. – 226 с.

25. *Цапенко М. М., Мандер Е. П., Логойко А. Т.* Основные факторы формирования и этапы развития рельефа в антропогене на территории Белоруссии // Проблемы палеогеографии антропогена Белоруссии. – 1973. – С. 196–204.

26. *Цапенко М. М.* Структурные и скульптурные формы доантропогеновой поверхности Белоруссии и их влияние на мощность и строение антропогеновой толщи // Вопросы географии Белоруссии. – Минск : ГО Белоруссии при АН БССР. – 1960. – Вып. 1. – С. 18–25.

27. *Коржуев С. С.* Морфотектоника и рельеф земной поверхности. – М. : Наука, 1974. – 259 с.

28. *Левков Э. А., Горелик З. А.* Связь современного рельефа и неотектонических движений с глубинными структурами территории Беларуси // Проблемы унаследованности тектонических структур в Прибалтике

и Белоруссии / под ред. Х. Вийдинга, В. Пуура. – Таллин : Изд-во АН ЭССР, 1979. – С. 75–82.

29. Разломы земной коры Беларуси / Р. Е. Айзберг [и др.]; под ред. Р. Е. Айзберга. – Минск : Красико-Принт, 2007. – 372 с.

30. СейсмоTECTоника Беларуси и Прибалтики / Р. Е. Айзберг [и др.] // Литосфера. – 1997. № 7. – С. 5–8.

31. Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г., Климович И. В. Тектоника Оршанской впадины. – Минск : Наука и техника, 1985. – 112 с.

32. Геолого-геофизическая характеристика Полоцко-Курземского пояса разломов / Р. Г. Гарецкий [и др.] // Литосфера. – 2004. – № 1. – С. 10–27.

33. Разломы консолидированной литосферы Беларуси по геофизическим данным / Р. Г. Гарецкий [и др.] // Литосфера – 2005. – № 2 (23). – С. 59–70.

34. Геология Беларуси / А. С. Махнач [и др.] ; под ред. А. С. Махнач [и др.]. – Минск : Ин-т геологич. наук НАН Беларуси, 2001. – 815 с.

35. Губин В. Н., Ковалев А. А. Космическая геология Беларуси. – Минск : Лазурак, 2008. – 120 с.

36. Карабанов А. К. Соотношение структуры чехла и поверхности фундамента с ледниковым рельефом // Тектонические исследования в Белоруссии. – Минск : Наука и техника, 1983. – С. 140–155.

37. Карабанов А. К., Левков Э. А. Камоиды Белорусского Поозерья // Докл. АН Беларуси. – 1993. – Т. 37. – № 5. – С. 90–93.

38. Карабанов А. К. Тектоноледниковые формы рельефа Белорусского Поозерья и связанные с ними полезные ископаемые // География в XXI веке : проблемы и перспективы : материалы Междунар. науч. конф., посвящ. 70-летию геогр. фак. БГУ, Минск, 4–8 окт. 2004 г. / Белорус. гос. ун-т, Белорус. геогр. о-во ; редкол.: И. И. Пирожник [и др.]. – Минск, 2004. – С. 295–297.

39. Карабанов А. К. О генезисе гряд, обваловывающих озерные котловины в Белорусском Поозерье / А. К. Карабанов, Э. А. Левков // Докл. АН Беларуси. – 1992. – Т. 36. – № 5. – С. 446–449.

40. Комаровская О. А., Камаровский М. Е. История исследования палеоложбин Белорусского Поозерья // Литосфера. – 2003. – № 2. – С. 150–156.

41. Комаровская О. А. Особенности строения и формирования палеоложбин Белорусского Поозерья // Литосфера. – 2004. – № 1. – С. 51–58.

42. Камаровский М. Е. Палеоложбины Белорусского Поозерья. – Минск: БГУ, 2009. – 183 с.

43. Камаровский М. Е. Связь ледниковых ложбин с особенностями строения субчетвертичного ложа на территории Белорусского Поозе-

рья // Современные проблемы геологии : университетские научн. чтения, посвящ. 60-летию открытия Старобинского месторождения калийных солей, Минск 3–4 апреля 2009 г. / под общ. ред. Э. А. Высоцкого [и др.]. – Минск : БГУ, 2009. – С. 64–66.

44. *Левков Э. А., Карабанов А. К.* Неотектоническое районирование территории Беларуси // Докл. АН БССР. – 1987. – Т. 31. – № 9. – С. 821–824.

45. *Левков Э. А., Карабанов А. К.* О позднеплейстоценовой активизации разломов в Белорусском Поозерье // Докл. АН Беларуси. – 1994. – Т. 38. – № 5. – С. 92–96.

46. *Левков Э. А., Карабанов А. К.* Проявление гляциоизостатических движений в краевой зоне последнего оледенения на территории Белоруссии // Литология, геохимия и стратиграфия континентальных кайнозойских отложений. – Минск, 1988. – С. 203–208.

47. *Матвеев А. В.* История формирования рельефа Белоруссии. – Минск : Наука и техника, 1990. – 144 с.

48. Кольцевые структуры территории Беларуси / А. В. Матвеев [и др.]. – Минск : Наука и техника, 1993. – 82 с.

49. *Матвеев А. В.* Ледниковая формация антропогена Белоруссии. – Минск : Наука и техника, 1976. – 160 с.

50. *Матвеев А. В., Нечипоренко Л. А.* Линеаменты территории Беларуси. – Минск : Ин-т геологич. наук НАН Беларуси, 2001. – 124 с.

51. *Матвеев А. В., Гурский Б. Н., Левицкая Р. И.* Рельеф Белоруссии. – Минск : Университетское, 1988. – 320 с.

52. Нацыянальны атлас Беларусі : атлас / пад рэд. М. У. Мясніковіча ; Камітэт па зямельных рэсурсах, геадэзіі і картаграфіі пры Савеце Міністраў Рэспублікі Беларусь. Мінск : Мінская друк. фабрыка, 2002. – 292 с.

53. *Нечипоренко Л. А.* Условия залегания и тектоническая предопределенность антропогенного покрова Белоруссии. – Минск : Наука и техника, 1989. – 114 с.

54. *Обуховский Ю. М., Губин В. Н., Марцинкевич Г. И.* Аэрокосмические исследования ландшафтов Беларуси. – Минск : Наука и техника, 1994. – 175 с.

55. Тектоника запада Восточно-Европейской платформы / под ред. Р. Г. Гарецкого. Минск : Наука и техника, 1990. – 168 с.

56. *Якушко О. Ф.* Белорусское Поозерье. История развития и современное состояние озер северной Беларуси. – Минск : Выш. шк., 1971. – 332 с.

57. *Якушко О. Ф., Марьина Л. В., Емельянов Ю. Н.* Геоморфология Беларуси : Учеб. пособие для студ. геогр. фак.; под ред. О. Ф. Якушко. – Минск : БГУ, 2000. – 172 с.

58. *Павловская И. Э.* Полоцкий ледниково-озерный бассейн : строение, рельеф, история развития. – Минск : Наука и техника, 1994. – 128 с.
59. *Санько А. Ф.* Неоплейстоцен северо-восточной Белоруссии и смежных районов РСФСР. Минск : Наука и техника, 1987. – 178 с.
60. *Гридин В. И.* Комплексное использование морфометрического и аэрогеологических методов для среднемасштабного геологического картирования восточной части Припятской впадины // Материалы четвертой конф. геологов Белоруссии и Прибалтики. Минск : Наука и техника, 1966. – С. 76–80.
61. Использование результатов аэро- и космических съемок для изучения геологического строения и истории развития территории Белоруссии / Д. А. Доминиковская [и др.] // Эффективность аэрокосмических методов в изучении недр Белоруссии и охране геологической среды : сб. ст. – Минск : БелНИГРИ, 1988. – С. 8–12.
62. *Жмойдяк Р. А., Капельщиков Н. А., Шалькевич Ф. Е.* Гидрографическая сеть как индикатор новейших тектонических движений // Вестн. Белорус. гос. ун-та. – 1994. – (Серия 2: Химия. Биология. География; № 1). – С. 51–58.
63. *Капельщиков Н. А.* Структурно-геоморфологические, геологические и неотектонические особенности южной зоны Припятского прогиба : авторефер. дис. канд. геол.-минер. наук : 04.00.01; Ин-т геохимии и геофизики АН БССР. Минск, 1986. – 19 с.
64. Неотектоника и полезные ископаемые Белорусского Полесья / А. В. Матвеев [и др.]. – Минск : Наука и техника, 1984. – 134 с.
65. Дистанционное картографирование природной среды / А. А. Ковалев [и др.]; под ред. И. И. Лиштвана, А. А. Ковалева, В. Н. Губина. – Минск : Ин-т геологич. наук АН Беларуси, 1995. – 176 с.
66. *Матвеев А. В., Нечипоренко Л. А.* Геоморфологические индикаторы новейших и современных тектонических поднятий на территории Беларуси // Литосфера. – 2005. – № 2. – С. 75–82.
67. *Матвеев А. В., Нечипоренко Л. А.* Особенности тополинеаментов на территории Беларуси // Литосфера. – 1995. – № 3. – С. 127–134.
68. *Матвеев А. В., Нечипоренко Л. А.* Районирование территории Беларуси по особенностям распространения линеаментов, выявленных по космическим снимкам и топокартам // Докл. АН Беларуси. – 1999. – Т. 43. – № 3. – С. 111–114.
69. *Нечипоренко Л. А., Вольская Л. С.* Линеаментная сеть как индикатор глубинного строения территории Белоруссии // Эффективность аэрокосмических методов в изучении недр Белоруссии и охране геологической среды : сб. ст. – Минск : БелНИГРИ, 1988. – С. 22–25.

70. *Карабанов А. К., Левков Э. А.* Неотектоника Беларуси // Литосфера. – 1995. – № 1. – С. 119–126.
71. *Карабанов А. К., Левков Э. А.* Особенности формирования структуры поверхности доантропогенных пород на территории Белоруссии // Докл. АН БССР. – 1989. – Т. 33. – № 7. – С. 645–648.
72. *Карабанов А. К., Гарецкий Р. Г., Айзберг Р. Е.* Неотектоника и неогеодинамика запада Восточно-Европейской платформы. – Минск : Беларус. навука, 2009. – 183 с.
73. *Левков Э. А.* Гляциотектоника. – Минск : Наука и техника, 1980. – 280 с.
74. *Левков Э. А., Карабанов А. К.* Неотектонические закономерности формирования гидросети Беларуси // Гидрогеографическая сеть Беларуси и регулирование речного стока : сб. науч. ст. / под ред. В. М. Широкова. – Минск : Университетское, 1992. – С. 55–63.
75. *Антонович М. А.* Геогностический очерк берегов Западной Двины в пределах Витебской губернии // Горный журн. – 1873. – Т. 2. – С. 55–87.
76. *Афанасьев Я. Н.* Этюды о покровных породах Белоруссии // Записки Горацкага інстытуту сельскай гаспадаркі. – 1924. – Т. II. – С. 140–156.
77. *Вознячук Л. Н.* Отложения последнего межледниковья на территории Белоруссии // Материалы по антропогену Белоруссии. Минск : Наука и техника, 1961. – С. 159–217.
78. *Гельмерсен Г. П.* Отчет об исследованиях девонской полосы средней России, произведенных в 1850 году // Вестн. Императорского русского географич. общества. – 1855. – Ч. 5. – Кн. 1–2. – С. 33–60.
79. *Горецкий Г. И.* О происхождении и возрасте глубоких долинообразных понижений в рельефе постели антропогенных отложений ледниковых областей // Нижний плейстоцен ледниковых районов Рус. равнины. – М., 1967. – С. 17–23.
80. *Жирмунский А. М.* Геологический очерк БССР и Западной области РСФСР. – М. – Ленинград, 1930. – 205 с.
81. *Ильин Е. А.* Доантропогенный рельеф северо-запада Белоруссии и его влияние на распределение и особенности строения ледниковых отложений // Вопросы региональной палеогеоморфологии : тез. докл. региональн. палеогеоморфологического совещания – VI пленума Геоморфологической комиссии. Отделения наук о Земле АН СССР. – Уфа, 1966. – С. 37–38.
82. *Кавалёў М. Е.* Аб геалагічнай будове БССР // Савецкая Краіна. – 1932. – № 12 (26). – С. 27–52.

83. *Кавалёу М. Е.* Справаздача аб геалагічных доследах у ваколіцах Полацку і па праваму берагу Заходняй Дзвіны у межах Полацкай акругі // Матэрыялы да геалагічнага і глебазнаўчага вывучэння Беларусі. – Мінск, 1930. – С. 92–183.

84. *Левков Э. А., Карабанов А. К.* Роль неотектоники и оледенения в формировании гидрографической сети Белоруссии // Геоморфология. – 1987. – № 4. – С. 67–73.

85. *Мандер Е. П.* Антропогенные отложения и развитие рельефа Белоруссии. Минск : Наука и техника, 1973. – 256 с.

86. *Матвеев А. В.* Особенности динамики поозерского ледника в северной Беларуси / А. В. Матвеев // Докл. АН Беларуси. – 1993. – Т. 37. – № 3. – С. 89–91.

87. *Матвеев А. В., Нечипоренко Л. А., Чижиков Ю. А.* Районирование территории Беларуси по особенностям экстремального проявления современных геоморфологических процессов // Докл. АН Беларуси. – 2000. – Т. 44. – № 5. – С. 110–112.

88. *Миссуна А. Б.* К изучению морен Литовского края // Материалы к познанию геологического строения Российской Империи. – М : Изд-во Моск. общества испытателей природы. – 1899. – Вып. 1. – С. 135–169.

89. *Миссуна А. Б.* Материалы к изучению ледниковых отложений Белоруссии и Литовского края // Материалы к познанию геолог. строения Рос. Империи. – М : Изд-во Моск. общества испытателей природы. – 1903. – Вып. 2. – С. 1–72.

90. *Пасюкевич В. И., Левицкая Р. И., Семенюк А. Д.* К вопросу о границе валдайского оледенения на западе Белоруссии // Докл. АН БССР. – 1966. – Т. 10. – № 9. – С. 682–686.

91. Сбор и обобщение материалов по четвертичным отложениям северной части БССР с целью составления погоризонтальных карт масштаба 1 : 500 000 : отчет о НИР / Ин-т геофизики и геохимии АН БССР. – Минск, 1990. – 280 с.

92. *Гурский Б. Н., Левицкая Р. И.* Соотношение краевых образований и основных форм дочетвертичного рельефа на территории Белоруссии // Докл. АН БССР. – 1970. – Т. XIV. – № 6. – С. 552–553.

93. *Медушевская И. А.* Возможность получения дополнительной информации о характере тектонических нарушений при сопоставлении данных морфометрии и геофизики // Вопросы морфометрии : сб. ст. – Саратов : Изд-во Саратовского ун-та, 1971. – Вып. 3. – С. 73–78.

94. *Медушевская И. А.* Выделение зон тектонических нарушений по результатам морфометрических построений и их сопоставления с данными геофизических работ на территории БССР // Материалы четвертой

конф. геологов Белоруссии и Прибалтики. – Минск : Наука и техника, 1966. – С. 70–72.

95. *Анисимов В. И.* Основы морфометрического анализа рельефа. – Грозный : ЧГУ, 1987. – 91 с.

96. *Бондарев В. П.* Возможности морфометрического анализа при исследовании овражно-балочных систем // 18 пленарное межвузовское координационное совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов, Курск, 20–30 октября 2003. – Курск, 2003. – С. 89–90.

97. *Горелов С. К.* Морфоструктурный анализ нефтегазоносных территорий (на примере юго-востока Русской равнины). – М. : Наука, 1972. – 216 с.

98. *Дедков А. П.* О связи порядка и возраста речных долин // Вопросы морфометрии : Сб. ст. Саратов : Изд-во Саратов. ун-та, 1967. – Вып. 2. – С. 75–81.

99. *Ласточкин А. Н.* Некоторые теоретические вопросы применения морфометрического метода при изучении тектонического строения закрытых территорий // Вопр. морфометрии : сб. ст. – Саратов : Изд-во Саратов. ун-та, 1971. – Вып. 3. – С. 34–42.

100. *Философов В. П.* О значении порядков долин и водораздельных линий при геолого-географических исследованиях // Вопр. морфометрии : сб. ст. – Саратов : Изд-во Саратов. ун-та, 1967. – Вып. 2. – С. 4–66.

101. *Ласточкин А. Н.* Морфодинамический анализ. – Ленинград : Недра, 1987. – 256 с.

102. Геоинформатика. Толковый словарь основных терминов / Ю. Б. Баранов [и др.]; под ред. А. М. Берлянта, А. В. Кошкарёва. – М. : ГИС Ассоциация, 1999. – 204 с.

103. *ДеМерс М.* Географические Информационные Системы. Основы. – М. : Дата+, 1999. – 490 с.

104. *Берлянт А. М.* Геоинформационное картографирование. – М : Астрей, 1997. – 64 с.

105. *Берлянт А. М.* Картографические методы изучения новейшей тектоники и их классификация // Изв. АН СССР.– 1966. – (Серия: География; № 2). – С. 71–80.

106. *Вишневская Е. А.* Использование ГИС-технологий в морфотектонических исследованиях // Вопросы геологии континентов и океанов : школа-семинар российских делегатов 31 Междунар. Геологического Конгресса, Калининград – Рио-де-Жанейро, 27 июня – 9 сентября 2000 г. – М., 2001. – С. 12–13.

107. *Горбовская Т. В., Иотченко Т. В.* Структурно-геоморфологические особенности разнопорядковых бассейнов рек Сара-

товского Правобережья // Географические исследования в Саратовском университете : сб. ст. / Саратов. гос. ун-т. – Саратов : Изд-во Саратов. ун-та, 2002. – С. 51–58.

108. Жаворонкин О. В. Неотектоническая структура центральной части Анабарского щита // Геология XXI века : Тез. Всерос. научн. конф. студентов, аспирантов и молодых специалистов, Саратов, 24–26 марта 2003 г. – Саратов : Из-во СА ЕАГО, 2003. – С. 14–16.

109. Жаворонкин О. В. Связь тектоники и рельефа Джидинского синклинория (Республика Бурятия) // Строение литосферы и геодинамика : материалы научн. конф., Иркутск, 25–30 апреля 2003 г. – Иркутск : Изд-во ин-та земн. коры СО РАН, 2003. – С. 22–30.

110. Загорулько В. А., Хамарин В. И., Тябаев А. Е. Морфометрический анализ рельефа средствами ГИС-технологий (на примере Семиного перевала) // Геоморфология. – 2003. – № 4. – С. 40–46.

111. Лурье И. К. Геоинформационное картографирование. Методы геоинформатики и цифровой обработки космических снимков : учебник. – М. : КДУ, 2008. – 424 с.

112. Мальцев К. А. Морфометрический анализ рельефа Республики Татарстан средствами ГИС-технологий : автореф. дис. канд. геогр. наук : 25.00.36, 25.00.25; Казанский гос. ун-т. Казань, 2006. – 21 с.

113. Обнаружение и исследование зон новейших движений земной коры инструментами ГИС / И. Ю. Чернова [и др.] // ArcReview. – 2005. – № 1 (32). – С. 6–7.

114. Шайтура С. В. Геоинформационные системы и методы их создания. – Калуга : Изд-во Н. Бочкаревой, 1998. – 252 с.

115. Якименко Э. Л. Морфометрия рельефа и геология. – Новосибирск : Наука, 1990. – 200 с.

116. Аристархова Л. Б. Морфоструктурный анализ аэрокосмических снимков и топографических карт. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 2000. – 64 с.

117. Аристархова Л. Б. Морфоструктурный анализ космических и аэроснимков, топографических карт для изучения тектонического строения земной коры // Вестн. Моск. ун-та. – 2000. – (Серия 5: География; № 3). – С. 31–36.

118. Sanchez P. ArcGIS 9. Using ArcScan for ArcGIS. – Redlands : ESRI, 2003. – 140 p.

119. McCoy J. ArcGIS 9. Geoprocessing in ArcGIS. – Redlands : ESRI, 2004. – 363 p.

120. ArcGIS 9. Using ArcGIS Spatial Analyst / J. McCoy [et al.]. – Redlands : ESRI, 2002. – 232 p.

121. An overview of the Hydrology tools // Environmental Systems Re-

search Institute, Inc. – 2009. – Режим доступа : <http://webhelp.esri.com>. – Дата доступа : 28.02.2009.

122. *Bratt S., Booth B.* ArcGIS 9. Using ArcGIS 3D Analyst. – Redlands : ESRI, 2004. – 374 p.

123. *Гарецкий Р. Г.* Особенности тектоники и геодинамики Восточно-Европейской платформы // Литосфера. – 2007. – № 2. – С. 3–13.

124. Геодинамические модели земной коры Белорусско-Прибалтийского региона / Г. И. Каратаев [и др.]. – Минск : Наука и техника, 1993. – 188 с.

125. Стратиграфическая схема рифейских отложений Беларуси / Н. В. Веретенников [и др.] // Литосфера. – 2005. – № 1. – С. 27–35.

126. Стратиграфическая схема позднеледниковых и голоценовых отложений Беларуси / В. П. Зерницкая [и др.] // Литосфера. – 2005. – № 1. – С. 157–165.

127. Стратиграфическая схема вендских отложений Беларуси / А. С. Махнач [и др.] // Литосфера. – 2005. – № 1. – С. 36–43.

128. Стратиграфическая схема кембрийских отложений Беларуси / А. С. Махнач [и др.] // Литосфера. – 2005. – № 1. – С. 44–52.

129. Стратиграфическая схема архея-нижнего протерозоя Беларуси (кристаллический фундамент) / И. В. Найденов [и др.] // Литосфера. – 2005. – № 1. – С. 15–26.

130. Стратиграфическая схема девонских отложений Беларуси / Т. Г. Обуховская [и др.] // Литосфера. – 2005. – № 1. – С. 69–88.

131. *Пушкин В. И.* Стратиграфическая схема ордовикских отложений Беларуси // Литосфера. – 2005. – № 1. – С. 53–61.

132. *Пушкин В. И.* Стратиграфическая схема силурийских отложений Беларуси // Литосфера. – 2005. – № 1. – С. 62–68.

133. ArcGIS 9. Using ArcMap / M. Harlow [at al.]. – Redlands : ESRI, 2004. – 585 p.

134. Mapping of Quaternary deposits // Geological Survey of Sweden [Электронный ресурс]. – 2007. – Режим доступа : http://www.sgu.se/sgu-eng/geol_kartering/jordart_kart_e.html. – Дата доступа : 2.03.2007.

135. EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of the East European Craton / S. Bogdanova [at al.] // European Lithosphere Dynamics – Memoir no 32 (Geological Society Memoirs); eds.: D. G. Gee, R. A. Stephenson. – London, 2006. – P. 599–625.

136. *Зиновенко Г. В.* Балтийско-Приднестровская зона перикратонных опусканий. Минск : Наука и техника, 1986. – 215 с.

137. *Karabanov A.* Glaciotectonics of Belarus // Geological Quarterly. – 2000. – № 1. – P. 1–8.

138. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Беларуси / А. Ф. Санько [и др.] // Литосфера. – 2005. – № 1. – С. 146–156.
139. *Guobyte R., Pavlovskaya I. E.* The Stadial Limits and Maximum Extent of the Weichselian Glaciation in North-Eastern Lithuania and North-Western Belarus // Abstracts of Papers and Posters of Field Symposium on Glacial Processes and Quaternary Environment in Latvia, Riga, 25–31 May, 1998. – Riga : University of Latvia, 1998. – P. 23–25.
140. *Новик А. А.* Ложбинные озера гляцигенных рытвин (на примере Белорусского Поозерья): автореф. дис. канд. геогр. наук : 25.00.23; Белорус. гос. ун-т. Минск, 2005. – 22 с.
141. *Новик А. А.* О генезисе гляцигенных рытвин в ледниковом комплексе // Вестн. Белорус. гос. ун-та. – 2002. – (Серия 2: Химия. Биология. География; № 2). – С. 76–80.
142. Неогеодинамика запада Восточно-Европейской платформы / Р. Г. Гарецкий [и др.] // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. – М. : ГЕОС, 1996. – С. 31–32.
143. Новейшая тектоника и геодинамика Центральной Европы / Р. Г. Гарецкий [и др.] // Геотектоника. – 1999. – № 5. – С. 3–14.
144. *Garetsky R., Karabanov A.* Scientific progress report of the IGCP-project 346 “Neogeodynamica baltica” (1994–1997) // Geological correlation. – 1997. – N 25. – P. 45–48.
145. Neogeodynamic map of the Baltic Sea depression and adjacent areas / R. Garetsky [at al.] // XIV INQUA Congress : Abstracts, Berlin, 3–10 August, 1995. – Berlin, 1995. – P. 89.
146. Vertical movements since the beginning of Rupelian stage (Oligocene) of the Baltic Sea depression and adjacent areas, scale 1 : 15 000 000 / Scientific board : R. Garetsky [at al.] // Brandenburgische Wissenschaftliche Beitrage. – 2001. – B. 8. – H. 1. Part II. Set of the neogeodynamic maps. – Map 1. West and East sheets.
147. Neotectonic subdivision of the Baltic Sea depression and adjacent areas, scale 1 : 5 000 000 / Scientific board : R. Garetsky [at al.] // Brandenburgische Wissenschaftliche Beitrage. – 2001. – B. 8. – H. 1. – Part II. Set of the neogeodynamic maps. – Map 2.
148. Recent vertical movements (mm/a), scale 1 : 5 000 000 / Scientific board : R. Garetsky [at al.] // Brandenburgische Wissenschaftliche Beitrage. – 2001. – B. 8. – H. 1. Part II. Set of the neogeodynamic maps. – Map 4.
149. *Ostaficzuk S.* Impact of Poland's geological structure on neogeodynamics // Technica Poszukiwan Geologicznych. Geosynoptyka i Geotermia – 1995. – № 3. – P. 79–107.

150. Age, nature and structure of the Precambrian crust in Belarus / E. V. Bibikova [at al.] // *Stratigraphy and Geological Correlation*. – 1995. – N 6. – P. 591–601.
151. *Bogdanova S. V.* Tectonic settings of 1.65–1.4 Ga AMCG magmatism in the western East European Craton (western Baltica) // *Journal of Conference Abstracts of European Geosciences Union – 11 meeting, Strasbourg, France, 8–12 April, 2001*. – Strasbourg, 2001. – P. 769.
152. *Skridlaite G., Bogdanova S., Page L.* Mesoproterozoic events in eastern and central Lithuania as recorded by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages // *Baltica*. – 2006. – № 19 (2). – P. 91–98.
153. *Wybraniec S.* Transformations and visualization of potential field data // *Polish Geological Institute special papers*. – 1999. – Vol. 1. – 28 p.
154. *Johansson Å., Bogdanova S., Čečys A.* A revised geochronology for the Blekinge Province, southern Sweden // *GFF* (a journal by The Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen)). – 2006. – N 128. – P. 287–302.
155. Zur Geologie der Småland-Blekinge-Störungszone (SE-Schweden) / M. Krauss [at al.] // *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*. – 1996. – N 24. – P. 273–282.
156. *Lindh A., Krauss M., Franz K.-M.* Interpreting the Småland-Blekinge Deformation Zone from chemical and structural data // *GFF* (a journal by The Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen)). – 2001. – № 123. – P. 181–191.
157. *Čečys A.* Tectonic implications of the ca. 1.45 Ga granitoid magmatism at the southwestern margin of the East European Craton. Litholund theses 5. – Lund, 2004. – 25 p.
158. *ISC Bulletin* // International Seismological Centre [Электронный ресурс]. – 2010. – Режим доступа : <http://www.isc.ac.uk/search/custom/index.html>. – Дата доступа : 15.03.2010.
159. *International Stratigraphic Chart* // International Commission on Stratigraphy [Электронный ресурс]. – 2010. – Режим доступа : <http://www.stratigraphy.org/upload/ISChart2010.pdf>. – Дата доступа : 27.01.2010.
160. *Björck S., Möller P.* Late Weichselian environmental history in southeastern Sweden during the deglaciation of the Scandinavian ice sheet // *Quaternary Research*. – 1987. – № 28. – P. 1–37.
161. Modeling the Eurasian Ice Sheet through a full (Weichselian) glacial cycles / M. J. Siegert [at al.] // *Global and Planetary Change*. – 2001. – № 31. – P. 367–385.

162. Гурский Б. Н., Якушко О. Ф. Экологические аспекты современного геоморфологического комплекса Беларуси // Вестн. Белорус. гос. ун-та. – 1993. – (Серия 2: Химия. Биология. География, № 1). – С. 55–60.
163. Кружалин В. И. Экологическая геоморфология суши. – М : Научный мир, 2001. – 176 с.
164. Кружалин В. И. Эколого-геоморфологический анализ территории // Вестн. Моск. ун-та. – 1997. – (Серия 5: География; № 4). – С. 11–14.
165. Симонов Ю. Г. Морфометрический анализ рельефа. – М – Смоленск : Изд-во СГУ, 1990. – 272 с.
166. Кузьмин С. Б. Активные разломы как фактор геоморфологического риска и их ландшафтообразующая роль // Геоморфология. – 1998. – № 1. – С. 3–9.
167. Кузьмин С. Б. Опасные геоморфологические процессы и риск природопользования. – Новосибирск : Гео, 2009. – 194 с.
168. Рациональное природопользование Белорусского Поозерья / под ред. В. С. Аношко [и др.]. – Минск : Ин-т геологии, геохимии и геофизики АН Беларуси, 1993. – 202 с.
169. Кошкарев А. В., Мерзлякова И. А., Чеснокова И. В. Географические информационные системы в эколого-геоморфологических приложениях // Геоморфология. – 2002. – № 2. – С. 68–80.
170. Романенко В., Курлович Д. Оценка геоморфологического риска на территории Республики Беларусь // Земля Беларуси. – 2013. – № 2. – С. 40–45.
171. Павловский А. И. Закономерности проявления эрозионных процессов на территории Беларуси. – Минск : Наука и техника, 1994. – 105 с.
172. Черныш А. Ф., Чижиков Ю. А. Районирование территории Беларуси по степени вероятности возникновения дефляционных процессов // Почвоведение и агрохимия. – 2005. – № 2 (35). – С. 22–32.
173. Савчик С. Ф. Антропогенный морфогенез на территории Беларуси : дис. канд. геогр. наук : 25.00.25. Минск, 2002. – 178 с.
174. Савчик С. Ф. Техногенная преобразованность и устойчивость к техногенным нагрузкам рельефа Белорусского Поозерья // Современные геоморфологические процессы : материалы науч. конф. / НАН Беларуси, Ин-т геологич. наук. – Минск, 1998. – С. 42–44.
175. Чертко Н. К., Карпиченко А. А. Математические методы в географии : учеб.-метод. пособие. – Минск : БГУ, 2009. – 199 с.

176. *Чертко Н. К.* Методические указания по спецкурсу «Математические методы в географии» для студентов специальности 01.18 (тема : «Кластерный анализ : теория и практика»). Минск : БГУ, 1990. – 8 с.

177. *Тикунов В. С.* Метод классификации географических комплексов для создания оценочных карт // Вестн. Моск. ун-та. – 1985. – (Серия: География; № 4). – С. 28–36.

178. *Тикунов В. С.* Моделирование в картографии. – М. : Издательство МГУ, 1997. – 405 с.

Научное издание

Курлович Дмитрий Мирославович

**ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ
И ДИНАМИКА МОРФОСТРУКТУР
БЕЛОРУССКОГО ПООЗЕРЬЯ**

Ответственный за выпуск *Е. А. Логвинович*

Дизайн обложки *О. В. Гасюк*
Технический редактор *Т. К. Раманович*
Компьютерная верстка *В. В. Терахович*
Корректор *Е. И. Бондаренко*

Электронный ресурс 7,2 Мб.

Белорусский государственный университет.
Свидетельство о государственной регистрации издателя, изготовителя,
распространителя печатных изданий № 1/270 от 03.04.2014.
Пр. Независимости, 4, 220030, Минск.